La evolución del clima de la Tierra

desde su origen hasta el presente

Lic. Ramón Benítez

Abstracto

El clima desempeña un papel más preponderante en nuestras vidas de lo que queremos y/o podemos admitir: entre otros, determina nuestro estilo de vida; influye en nuestra disposición anímica; condiciona el desarrollo de nuestras actividades; y también ha moldeado nuestras tradiciones y forma una parte importante de nuestro acervo cultural; esta preponderancia también se manifiesta a nivel de nuestra especie, en tanto que el clima ha sido un factor decisivo en la evolución de la humanidad desde tiempos remotos; por ello desde un principio nuestra especie dedicó grandes esfuerzos para tratar de amoldarse a su devenir y también anticiparse a éste. Esta actividad de estudio teórico-práctico del clima continúa hasta la actualidad, lo que ha posibilitado la confirmación del proceso de calentamiento global que atraviesa el planeta y sus múltiples impactos, fenómeno bautizado como *Cambio Climático*, y también ha posicionado al clima nuevamente como una problemática central e ineludible de la sociedad global, sin embargo, esta inmensa difusión que ha experimentado la cuestión climática no ha sido acompañada por una mayor reflexión y ampliación de su conocimiento. En el presente trabajo intentaremos construir un conocimiento que contribuya a resolver este déficit y definir qué es el clima; caracterizar el sistema climático y sus principales componentes, así como su funcionamiento; caracterizar la evolución del clima a lo largo de la historia de la Tierra; y describir los principales periodos, al igual que sus rasgos distintivos, que comprenden a esta evolución. La realización de nuestro trabajo se justifica en que, a pesar de su relevancia, existen escasas obras que se ocupan de la cuestión con la amplitud y el rigor científico-académico que ésta amerita, características que resultan fundamentales en un contexto actual en que la problemática en torno al clima, merced a la preeminencia del Cambio Climático en los medios de comunicación masivos y en los ámbitos especializados, ha calado muy profundo en la sociedad global y la agenda política internacional, y por tanto nos demanda de un ejercicio de la reflexión y de construcción de conocimientos de magnitud semejante para su mejor comprensión.

Cita sugerida:

BENÍTEZ, R. (2026). La evolución del clima de la Tierra desde su origen hasta el presente. [Manuscrito Inédito] Buenos Aires: Investigación Independiente.

Índice

Introducción

Primera parte

1.1 El clima

1.2 La variabilidad climática

Segunda parte

2.1 Los eones Hádico y Arcaico

2.2 Las eras Paleoproterozoica y Mesoproterozoica

2.3 La era Neoproterozoica

2.4 El eón Fanerozoico

2.4.1 El periodo Cámbrico

2.4.2 Los periodos Ordovícico y Silúrico

2.4.3 El periodo Devónico

2.4.4 Los periodos Carbonífero y Pérmico

2.4.5 El periodo Triásico

2.4.6 Los periodos Jurásico y Cretácico

2.4.7 El periodo Paleógeno

2.4.8 El periodo Neógeno

2.4.9 El periodo Cuaternario

2.4.9.1 El Paleolítico

2.4.10 El Holoceno (primera parte)

2.4.10.1 El Mesolítico y el Neolítico

2.4.10.2 La Edad de los Metales

2.4.10.3 La Edad Antigua y la Edad Media

2.4.10.4 El Nuevo Mundo

2.4.10.5 La Edad Moderna

2.4.10.6 La Edad Contemporánea

2.4.11 El Holoceno (segunda parte)

2.4.11.1 El Cambio Climático Antropogénico

2.4.11.2 El desafío del Cambio Climático

2.4.11.3 El debate del Antropoceno

2.4.11.4 El posible clima futuro

3. Bibliografía

4. Sobre el autor

Introducción

El clima desempeña un papel más preponderante en nuestras vidas de lo que queremos y/o podemos admitir: entre otros, determina nuestro estilo de vida (no resulta igual la forma de subsistencia en un lugar mayormente frío que en otro mayormente cálido); influye en nuestra disposición anímica (los días soleados nos brindan optimismo y ganas de salir al aire libre, mientras que los nublados nos arrastran a la tristeza y el aislamiento); condiciona el desarrollo de nuestras actividades (la lluvia puede llevarnos a posponer nuestros planes, en tanto que un cielo despejado puede motivarnos a iniciar un emprendimiento); y también ha moldeado nuestras tradiciones y forma una parte importante de nuestro acervo cultural (por ejemplo, demarca el comienzo de numerosas festividades y celebraciones populares, y muchas culturas han rendido culto a dioses asociados con fenómenos climáticos como la lluvia o la tormenta). Asimismo, esta extraordinaria influencia también se manifiesta a nivel de nuestra especie, en tanto que el clima ha sido un factor decisivo en la evolución de la humanidad desde tiempos remotos: un vasto corpus de evidencia científica manifiesta que impulsó el desarrollo evolutivo de los ancestros directos del ser humano; que incentivó el avance tecnológico de las antiguas bandas de cazadores y recolectores nómadas; que facilitó la domesticación de plantas y animales, y la adopción del sedentarismo; que posibilitó el amplio desarrollo de la agricultura y la ganadería, y, por ende, de los núcleos urbanos, las ciudades y los Estados centralizados; que propició el surgimiento de las grandes civilizaciones de la antigüedad, y también su caída, actuando como marco-impulsor de las sucesivas transformaciones que han experimentado las estructuras político-sociales del pasado hasta la consolidación de los Estados modernos; y esta influencia no ha pasado desapercibida por la humanidad, que desde un principio dedicó grandes esfuerzos para tratar de amoldarse a su devenir, a través de la construcción de infraestructura y la innovación tecnológica, y también anticiparse a éste, elaborando calendarios, registros y pronósticos para construir un saber que pudiera contribuir con el aumento de las cosechas, la multiplicación del ganado, la provisión de agua para las ciudades y la protección de la población, especialmente frente a los fenómenos destructivos como las inundaciones, las sequías, las olas de frío, los ciclones y demás inclemencias climáticas. Esta actividad de estudio teórico-práctico del clima continúa hasta la actualidad con mayor precisión que en el pasado gracias al significativo avance de la ciencia y la tecnología, lo que ha posibilitado la revelación y confirmación del proceso de calentamiento global que atraviesa el planeta y sus múltiples impactos en los sistemas naturales y humanos, fenómeno bautizado como Cambio Climático, y también ha posicionado al clima nuevamente como una problemática central e ineludible en la agenda política internacional y la sociedad global, sin embargo, esta inmensa difusión que desde hace décadas ha experimentado la cuestión climática no ha sido, en general, acompañada por una mayor reflexión y ampliación de su conocimiento, por lo que buena parte de la sociedad aún en la actualidad desconoce los fundamentos básicos de la cuestión y por ello se

siguen replicando las incógnitas en torno a: ¿qué es el clima? ¿Qué es el sistema climático? ¿Cómo está compuesto y cómo funciona? ¿Cómo ha evolucionado el clima de la Tierra? ¿Cómo se explica su variabilidad?

Frente a este intrincado panorama, en el presente trabajo de investigación intentaremos construir un conocimiento que contribuya a dar respuesta a dichas preguntas, enfocándonos en los objetivos de definir lo que comprende el clima; caracterizar el sistema climático y sus principales componentes, así como su funcionamiento; caracterizar la evolución del clima a lo largo de la historia de la Tierra; y describir los principales periodos, al igual que sus rasgos distintivos, que han caracterizado a esta evolución. Para lograr este propósito, emplearemos una metodología descriptiva y analítica, con orientación cualitativa, en base a una investigación documental de un importante corpus de bibliografía especializada: investigaciones científicas; artículos académicos; fuentes pertinentes (revistas; periódicos; publicaciones en Internet); e información institucional (proporcionada por universidades, organismos multilaterales, institutos de investigación, ONG, etcétera).

La realización de nuestro trabajo se justifica en que, a pesar de su relevancia, existen relativamente escasas obras que se ocupan de la cuestión con la amplitud y el rigor científico-académico que ésta amerita, características que resultan fundamentales en un contexto actual en que la problemática en torno al clima, merced a la notable preeminencia del Cambio Climático en los medios de comunicación masivos y en los ámbitos especializados, ha calado muy profundo en la sociedad global y la agenda política internacional, y por tanto nos demanda de un ejercicio de la reflexión y de construcción de conocimientos de magnitud semejante para su mejor comprensión.

Por consiguiente, a fin de facilitar el entendimiento de una temática extensa y compleja, nuestra obra se ha dividido en dos partes interdependientes: primero, abordaremos la definición del clima y del sistema climático, y luego describiremos con rigurosidad cómo funciona este último, así como sus componentes principales; por tanto, está sección inicial se corresponde con el desarrollo del marco teórico-conceptual que nos posibilitará el logro de una mejor comprensión del grueso de la obra. Segundo, caracterizaremos en orden cronológico el desarrollo del clima a lo largo de la historia de la Tierra, desde su origen hasta las condiciones del presente, centrándonos en los acontecimientos y eventos más importantes ocurridos en cada periodo; por tanto, está sección abarca el contenido sustancial de la obra, aunque esto no implica que adolezca de densidad conceptual. Finalmente, a modo de cierre, ofreceremos una reflexión final acerca del trayecto recorrido, acompañado de una proyección científica del posible clima futuro que se prevé para la Tierra de acuerdo con la modelación climática más reciente.

Vale la aclaración de que, debido a la notoria complejidad y extensión de nuestro objeto de estudio, muchos temas no han podido ser incluidos en la presente obra, o bien, no han podido ser tratados con la profundidad que ameritaban por su importancia, aunque en cada caso se han remitido a las

fuentes correspondientes para que, quienes estén interesados, puedan retomarlos por su cuenta. Esta circunstancia en absoluto pone en cuestión la rigurosidad o la calidad de la obra dado que los tópicos sí incluidos han sido objeto de una revisión crítica en consideración de la mejor ciencia disponible en la actualidad. Asimismo, respecto de la temporalidad de muchos de los acontecimientos y eventos analizados (situados mayormente en el pasado remoto de la Tierra), aún persiste un fuerte debate dentro de la comunidad científica acerca de la datación de su inicio y/o final, o bien de la periodización de la que forman parte, por lo que, para evitar posibles confusiones o malentendidos, durante su exposición apelamos a la información más fidedigna tal como aparece en la fuente original, haciendo en cada caso las aclaraciones que correspondan (una situación similar ocurrió con la denominación otorgada a determinados hechos, periodos o procesos, que resultan diferentes según la fuente consultada, por lo que adoptamos para su exposición el mismo criterio definido previamente).

Para finalizar esta breve introducción, debemos mencionar que el enorme esfuerzo invertido en la presente obra pretende convertirse, humildemente, en material de consulta de calidad científica para aquellas personas, de la comunidad académica y del público en general, interesadas en un tema por sí mismo fascinante como el clima de nuestro hogar, la Tierra, pero que también se ha convertido en los últimos años en materia de disputa entre distintos sectores con afinidades políticas e ideológicas divergentes, sobretodo en el contexto de una crisis climática y ambiental global en auge; en consecuencia, frente a estas tensiones, nuestra obra también pretende situarse como punto de partida para que juntos podamos comprender y reflexionar acerca de la función vital que desempeña el clima en la preservación del bienestar del planeta, de la Vida en todas sus formas y de nuestra propia existencia, como personas y como especie, y de este modo podamos en el presente y el futuro inmediato tomar las mejores decisiones, en base a la evidencia científica, cultural e histórica disponibles, para asegurar su protección y restitución de ser posible, porque de ello depende la existencia de millones de seres vivos que deberían contar con nuestra empatía y mayor responsabilidad (corolario de nuestras capacidades e inteligencia diferenciadas), así como nuestras vidas, la de nuestros seres queridos y la de las generaciones futuras.

Primera parte

1.1 El clima

En principio, desde el punto de vista científico, se ha establecido una clara distinción entre “tiempo” (en términos meteorológicos) y “clima” que, de modo muy sencillo, se podría sintetizar en la remanida frase: “El clima es lo que esperamos y el tiempo es lo que tenemos“ (Takle, 2003); expresado de otra manera, el tiempo remite a las condiciones meteorológicas promedio diarias (temperatura, humedad, lluvias, vientos, etc.), o de un lapso corto de días, mientras que el clima comprende una descripción estadística de dichas condiciones en términos de medias y variabilidad (tendencias, frecuencias, fluctuaciones, intensidad de los extremos, etc.) para periodos de tiempo largos superiores al mes, es decir, por lo general, según especifica la *Organización Meteorológica Mundial* (OMM), de unos 30 años, aunque también éstos podrían extenderse hasta cientos, miles o incluso millones de años según corresponda a determinadas investigaciones (Comellas, 2011; Krinner, 2025); además, dos disciplinas distintas, pero intrínsecamente relacionadas, se ocupan de cada objeto de estudio: la *meteorología* se encarga de la descripción del tiempo en base a procedimientos y técnicas exclusivamente de las ciencias físicas durante periodos cortos; en tanto que la *climatología* abarca periodos más extensos y, por tanto, debe considerar necesariamente un mayor número de fenómenos físicos y biológicos, lo que la convierte en una ciencia multidisciplinar, que se nutre de otros muchos campos de conocimiento (geología, química, hidrología, matemáticas, informática, etc.) (Ibíd.). Desde una perspectiva general, asimismo, el clima se considera como el comportamiento promedio del denominado *Sistema Climático* (SC) (Takle, 2003; IPCC, 2018; González, 2023b).

Dentro de la amplia disponibilidad de definiciones que pululan en la bibliografía especializada, existe un pleno consenso en que el SC comprende las interacciones altamente complejas entre cinco subsistemas principales: a) La *Atmósfera*, que refiere a la capa gaseosa que rodea a la Tierra, que se divide en cinco subcapas (la troposfera en el nivel más próximo a la superficie, que contiene la mitad de la atmósfera terrestre, seguida por la estratosfera, la mesosfera, la termosfera, y la exosfera en el límite superior) y está compuesta casi enteramente por nitrógeno (78,1%) y oxígeno (20,9%), además de varios *gases traza* (aquellos que componen menos del 1% de la atmósfera) como el argón, el helio, los *gases de efecto invernadero* (GEI)[1] radiativamente activos (como el dióxido de carbono -0,04%-, el ozono y una cantidad muy variable de vapor de agua -aprox. 1%-); aparte, la atmósfera también contiene un diverso volumen de nubes y aerosoles. b) La *Hidrosfera*, que abarca el total de agua en

[1] Los GEI corresponden al componente gaseoso de la atmósfera, natural o antropógeno, que absorbe y emite radiación en determinadas longitudes de onda del espectro de radiación terrestre emitida por la superficie de la Tierra, por la propia atmósfera y por las nubes, propiedad esta que produce el denominado *Efecto Invernadero* (IPCC, 2018). Más adelante, en este mismo capítulo, volveremos a explicar su función con mayor detenimiento.

estado líquido superficial y subterránea de la Tierra, como océanos, mares, ríos, lagos, acuíferos, etc. c) La *Criosfera*, que remite a la parte helada de la Tierra donde el agua se encuentra en estado sólido, como el hielo marino, lacustre y fluvial, la capa de nieve, los glaciares y los mantos de hielo, y el suelo congelado (que incluye el *permafrost*). d) La *Litosfera*, que corresponde a la capa superior de la Tierra sólida, tanto continental como oceánica, e incluye todas las rocas de la corteza y la parte fría, esencialmente elástica, del manto superior. e) La *Biosfera*, que engloba a todos los ecosistemas[2] y organismos vivos terrestres y marinos de la Tierra, junto con la materia orgánica muerta derivada, como la hojarasca, la materia orgánica del suelo y los detritos[3] oceánicos. Asimismo, la compleja interrelación entre estos subsistemas tiene como fuente de energía la radiación electromagnética emitida por el Sol, y evoluciona en el tiempo bajo la influencia de su propia dinámica interna (como las variaciones en la temperatura de la superficie oceánica, y los cambios en la reflectividad de la superficie debidos a las fluctuaciones estacionales de la vegetación o la capa de nieve) y por efecto de forzamientos externos, como las erupciones volcánicas, las variaciones solares y, aún, la intervención antropogénica, ya sea modificando la composición de la atmósfera o cambiando el uso de la tierra (Takle, 2003; Speranza y Lucarini, 2005; Rose, 2015; IPCC, 2018).

Por su calidad de sistema (a saber: una entidad constituida por múltiples partes, elementos o componentes que interactúan entre sí), el SC presenta una serie de características de orden técnico particulares: como está ubicado en el espacio-tiempo, cambia a medida que avanza el tiempo y puede ser susceptible de mediciones, por ello se define como un sistema físico; además, se asume como un sistema cerrado en tanto que prácticamente no intercambia materia con el entorno (en verdad, la atmósfera sí participa de un proceso de cambio de materia con el espacio exterior pero, por su mínima magnitud, se suele considerar insignificante), aunque sí intercambia energía; igualmente, entre sus componentes internos se establece una interacción permanente marcada por una fuerte interdependencia, por lo que una alteración pequeña en cualquiera de aquellos indefectiblemente afecta a los demás y al sistema en conjunto (Apaéstegui y otros, 2014; Zotelo, 2018; González, 2023b). En este sentido, los componentes del SC interactúan entre sí básicamente mediante intercambios de energía (esencialmente en forma de calor, pero también como energía cinética)[4] (Krinner, 2025), donde ocupan un rol preponderante los denominados *ciclos biogeoquímicos* (BGQ).

---

[2] Por *ecosistema* se comprende la unidad funcional que consta de organismos vivos, su entorno no vivo y las interacciones entre ellos (IPCC, 2018).

[3] Resultado de la descomposición de una masa sólida orgánica o inorgánica muerta (DPD, 2021).

[4] Aquella energía que posee un cuerpo o sistema debido a su movimiento (Leskow, 2025).

Los ciclos BGQ remiten a procesos complejos que garantizan el constante reciclado, a mayor o menor velocidad, de los elementos y nutrientes que resultan necesarios para el desarrollo de la vida, mediante la conversión del estado orgánico al mineral y viceversa (Marquéz, 2021); a diferencia del flujo de energía que se caracteriza en los ecosistemas como un sistema abierto, los procesos BGQ se basan en la circulación y reciclado ininterrumpido de factores bióticos (como plantas y animales) y abióticos (como el aire o los elementos del suelo), que mantienen a la Tierra como un sistema cerrado funcional y equilibrado (Rothschuh, 2022). Vale mencionar que, respecto de la relación entre factores bióticos y abióticos, estos últimos presentes en el medio ambiente se pueden clasificar en *macronutrientes*, aquellos elementos que los seres vivos requieren en grandes cantidades para su desarrollo, mantenimiento y reproducción (como el oxígeno, el carbono, el agua, el nitrógeno, el fósforo y el azufre), y *micronutrientes*, aquellos elementos que, aunque también esenciales, los organismos necesitan en menor cantidad (como el hierro, el cobre, el cinc y el yodo); ambos grupos se incorporan en los seres vivos como materia orgánica a través de procesos metabólicos (los macronutrientes, por ejemplo, constituyen más del 95% de la biomasa del conjunto de la biosfera) y, posteriormente, por mecanismos de deposición o descomposición, retornan al medio ambiente en su forma inorgánica (Marquéz, 2021).

Los ciclos BGQ se pueden clasificar de distinta manera, según una variedad de criterios y parámetros específicos: atendiendo a su nivel de complejidad (en simples, intermedios y complejos); a su grado de movilidad (en locales y globales); y a su estado físico y velocidad de retorno (en gaseosos, sedimentarios e hidrológicos) (Ibíd.). Los principales ciclos BGQ incluyen, entre otros, los ciclos del oxígeno, del nitrógeno, del fósforo, del azufre, del potasio, del calcio, del carbono y del agua (Ondarse, 2025). Particularmente, estos dos últimos, los ciclos del carbono y del agua, mantienen una gran preeminencia dentro del SC y, por ello, los analizaremos con mayor detenimiento.

- El ciclo del agua: La molécula de agua, conformada por dos átomos de hidrógeno y uno de oxígeno (H_2O), es una de las más abundantes del universo y puede hallarse en planetas, cometas, estrellas y el propio espacio; se destaca como una sustancia transparente, incolora, inodora, insípida y la única que puede encontrarse en la Tierra en sus tres estados (líquido, sólido y gaseoso); además, se comporta como un disolvente universal, con una importante capacidad calorífica (puede disipar una gran cantidad de calor sin que se eleve demasiado su temperatura) y cumple una función esencial en todas las formas de vida conocidas (Peón Peralta, 2007; Saldivar, 2022). El *ciclo del agua*, también denominado *ciclo hidrológico*, comprende el complejo y gigantesco sistema de desplazamiento de las moléculas de agua, impulsado por la energía solar, desde la superficie terrestre hasta la atmósfera y, de regreso, hasta las profundidades del suelo, permitiendo un intercambio continuo de humedad entre los océanos, la atmósfera y la tierra (Graham y otros, 2010). Dicho proceso, que incluye la transformación del estado físico del agua entre gaseoso, sólido y líquido, presenta varias características puntuales: está determinado por las condiciones climáticas y atmosféricas de cada lugar

particular; se trata de un sistema cerrado, en el que el agua nunca se pierde (los intercambios con el espacio exterior se consideran insignificantes) (Vera y Camilloni, 2007), ya que sólo cambia de posición y de estado; produce una sucesión constante de transferencias y acumulaciones de diversos elementos; genera y disipa una inmensa cantidad de energía; posibilita la estabilidad y continuidad de la cadena alimentaria global (Rothschuh, 2022).

El ciclo hidrológico se compone de diferentes etapas en las que se modifican el estado físico y la ubicación del agua en relación con las distintas condiciones de temperatura, altura y presión atmosférica; éstas son: a) *evaporación*: comprende la transformación de los cuerpos de agua, oceánicos y continentales, del estado líquido al gaseoso (vapor) por la acción de una fuente de calor externa, principalmente la energía solar; incluye también la evapotranspiración producida por los organismos vegetales (las plantas absorben agua del suelo a través de sus raíces y luego la liberan como transpiración por pequeños poros ubicados en el dorso de sus hojas) (Graham y otros, 2010), la evaporación de la humedad retenida por el suelo, y la sublimación (el traspaso directo del estado sólido al gaseoso) de las capas de hielo y superficies heladas; b) *condensación*: remite a la conversión del agua del estado gaseoso al líquido, cuando el vapor, elevado a la atmósfera por la acción de la convección (más adelante en este mismo capítulo explicaremos cómo funciona el proceso de convección con mayor detalle), se condensa por el cambio en las condiciones de presión y el descenso de temperatura en forma de gotas, o incluso cristales de hielo dependiendo de los niveles de altura y humedad, que al acumularse en cantidad suficiente conforman distintos tipos de nubes; c) *precipitación*: refiere a la caída a tierra y los océanos de las gotas condensadas en forma de nubes por causa de su propio peso en conjunción con otros factores atmosféricos; la precipitación puede darse como lluvia, nieve o granizo, siendo estos últimos transformaciones del agua del estado líquido a sólido; d) *escurrimiento e infiltración*: al caer en la superficie terrestre, las precipitaciones pueden, o bien, acumularse para formar escorrentías que se deslizarán por el suelo para abastecer ríos y arroyos, y acabar luego en el reabastecimiento de los océanos, o bien, infiltrarse por los poros del terreno y, según el volumen acumulado, abastecer las reservas del subsuelo, donde podrá permanecer inmovilizada, o seguir los cursos subterráneos que, eventualmente, también acaban desembocando en el océano (Rothschuh, 2022).

La concatenación de dichas etapas, en el orden descrito, conforman el ciclo convencional del agua que se mantiene en perpetuo movimiento dentro de los confines de la Tierra, empero, debe mencionarse que éste ha sido profundamente alterado por el desarrollo de la vida en el planeta (particularmente la especie humana) de múltiples maneras en su constitución físico-química, al punto de que resulta difícil determinar algún parámetro hidrológico que no se haya visto modificado por su presencia, desde la reflectividad, la tensión superficial, la viscosidad, la turbidez, la concentración de sales y de gases disueltos, entre otros (Antón, 2000; Kotwicki, 2009; Abbott y otros, 2019).

Aunque se desconoce cuánta agua dispone con exactitud la Tierra, las estimaciones indican que representa alrededor del 1 al 5% de la masa total del planeta (Bella y Hure, 2007. Citado por Cáceres, 2022); otras investigaciones manifiestan que el volumen de agua en la Tierra rondaría los 1.400 millones de km3, y que aprox. el 97% de esta cantidad se encuentra en los océanos, por lo que sólo un 2,5% del total (unos 35 millones de km3) sería potable; a su vez, de este último volumen, un 69,7% (unos 24 millones de km3) se halla en forma de hielo y glaciares en la Antártida y el Ártico, un 30% en acuíferos subterráneos tan profundos que su extracción resulta harto difícil, y apenas un 0,3% corresponde a las denominadas *aguas superficiales*, es decir, aquellas que circulan sobre el suelo y, por tanto, son más accesibles; estas aguas superficiales se distribuyen en lagos (87%), pantanos (11%) y ríos (2%) (Ortega Ríos y Portillo, 2015).

El ciclo hidrológico se erige como uno de los principales ciclos BGQ porque, aparte de su función específica como sostén de los ecosistemas y seres vivos, interviene activamente en muchos de los otros ciclos como un mecanismo eficiente para la transferencia de elementos BGQ entre los distintos componentes del SC (Henshaw y otros, 2000; Abbott y otros, 2019). Aunque en sus tres estados se destaca esta función (el vapor, y la nieve y el hielo de los glaciares, en su avance y retroceso, pueden transportar múltiples elementos), la lluvia actúa como el principal medio de recolección de mucha de la materia presente en la atmósfera, y los ríos, al igual que los cursos de agua subterránea en menor proporción, transportan los compuestos producidos por la meteorización (más adelante en este mismo capítulo volveremos sobre el proceso de meteorización con detenimiento) y erosión desde la superficie terrestre hasta los ecosistemas y los océanos (Ibíd.). Ninguna otra sustancia en el mundo podría cumplir con esta tarea vital de transporte y distribución a escala global.

- El ciclo del carbono: El carbono es el cuarto elemento más abundante del universo y fue forjado en el corazón de las estrellas primigenias tras el Big Bang; cuenta con una capacidad formidable para combinarse con otros elementos (se conocen más de diez millones de compuestos químicos que contienen carbono) y en la naturaleza puede hallarse bajo formas tan variadas y disímiles como el diamante (uno de los elementos conocidos más duros y brillantes) o el grafito (uno de los más blandos y oscuros); sobre todo, se destaca por su rol crucial en el desarrollo de la vida: su excepcional capacidad para combinarse, brindar energía y formar enlaces estables con otros elementos esenciales como el hidrógeno y el oxígeno, lo convierten en una parte constitutiva de compuestos fundamentales como las complejas cadenas de ADN, las proteínas, los lípidos, los azúcares y muchos más, tanto así que se calcula que el 18,5% del cuerpo humano corresponde exclusivamente al carbono (Zschimmer y Schwarz, 2021; Pellicer Roig, 2024). Se estima que en total existen unas 1,85 x 10(18) toneladas de carbono en la Tierra (más del 90% alojado en la corteza, el manto y el núcleo) y que menos del 1% de esta cantidad (unas 4,35 x 10(13) toneladas) se encuentra en la superficie, distribuida entre el océano, la tierra, la atmósfera y la biosfera (Amos, 2019). El

ciclo del carbono comprende todas las transformaciones químicas de compuestos de carbono que se producen naturalmente en la biosfera, la atmósfera, la hidrosfera y la litosfera (Ares, 2016), y se divide en dos componentes principales: el *ciclo lento* (geológico) y el *ciclo rápido* (biológico).

De acuerdo con las aportaciones de Katz y otros (2007) y Riebeek (2011), mediante una serie de reacciones químicas y actividad tectónica,[5] el carbono tarda entre 100 y 200 Ma (millones de años) en desplazarse entre las rocas, el suelo, el océano y la atmósfera; a este proceso se denomina *ciclo lento del carbono* y se estima que anualmente desplaza en promedio entre 10 y 100 millones de toneladas de carbono. El ciclo inicia con el movimiento del carbono desde la atmósfera a la litosfera a través de la lluvia, pues el agua y el carbono atmosférico se combinan para formar ácido carbónico (un ácido muy débil), que luego cae con la lluvia y en la superficie disuelve paulatinamente las rocas (proceso denominado *meteorización química*), lo cual libera iones de calcio, magnesio, potasio o sodio, que posteriormente los ríos llevan al océano; allí los iones de calcio se combinan con los iones de bicarbonato presentes en el agua para componer el carbonato de calcio que los organismos marinos como los corales y el plancton utilizan para elaborar sus conchas, esqueletos y caparazones; luego, cuando éstos mueren se hunden en el fondo marino y, con el tiempo, estos restos se compactan y transforman en roca sedimentaria, almacenando el carbono en forma de piedra caliza y sus derivados. Un 80% de la roca carbonífera se produce de esta manera; el 20% restante proviene del carbono generado por los seres vivos terrestres (carbono orgánico) tras su deceso que, incrustado en capas de lodo, se comprime por causa del calor y la presión durante millones de años hasta formar rocas sedimentarias como la pizarra; en casos especiales, no obstante, cuando la materia vegetal muerta se acumula a un ritmo mayor al de su descomposición, estás capas de carbono orgánico se convierten en petróleo, carbón o gas natural. El ciclo lento devuelve el carbono a la atmósfera a través de los volcanes: cuando las placas tectónicas colisionan, unas se hunden por debajo de las otras (proceso denominado *subducción*) arrastrando a la roca carbonífera hasta las profundidades, donde por causa del calor y la presión extremos se recombina con minerales de silicato[6] liberando dióxido de carbono (CO_2); luego, cuando los volcanes entran en erupción expulsan este gas en la atmósfera y cubren la tierra con roca de silicato fresca para reiniciar el ciclo. Se estima que los volcanes liberan entre 130 y 380 millones de toneladas de CO_2 cada año. En términos generales, la química regula esta interacción entre atmósfera, litosfera

[5] La actividad *tectónica* remite al movimiento y la interacción de las placas tectónicas terrestres, que se erigen como las enormes placas de la litosfera que flotan sobre la astenósfera semifluida que se encuentra debajo (FIVEABLE, 2025d). Volveremos con más detenimiento sobre este tema en un próximo capítulo.

[6] Los *minerales de silicato* representan la gran mayoría de los minerales que forman las rocas de la corteza terrestre (por ejemplo, el cuarzo, el feldespato, la mica, etc.), cuyo componente básico es el tetraedro de sílice, una combinación de cuatro átomos de oxígeno y un átomo de silicio (Earle, 2019).

e hidrosfera: si crece la concentración de CO2 en la atmósfera por causa de un aumento de la actividad volcánica, suben también las temperaturas, lo que provoca más lluvias que disuelven a su vez más rocas y crean más iones que, con el tiempo merced a la productividad primaria marina, depositarán más carbono en el fondo oceánico; por consiguiente, se requieren de cientos de miles de años para reequilibrar el ciclo lento del carbono mediante la meteorización química. Por otra parte, el tiempo que tarda el carbono en recorrer el ciclo rápido se mide en una vida y consiste, en gran medida, en el movimiento del carbono a través de las formas de vida que componen la biosfera; se estima que entre 1.000 y 100.000 millones de toneladas se desplazan por el ciclo rápido cada año. Las plantas y el fitoplancton (los organismos microscópicos del océano) son los principales componentes del ciclo: éstos absorben el CO2 de la atmósfera para completar su fotosíntesis y luego el gas vuelve a la atmósfera de distintas maneras (las plantas y el plancton mueren y se descomponen por acción de las bacterias; los animales -incluidos los seres humanos- se alimentan de esta producción primaria para obtener energía; el fuego consume las plantas) que involucran básicamente la misma reacción química por la que el oxígeno se combina con los azúcares para liberar agua, CO2 y energía. Este ciclo rápido se encuentra tan estrechamente ligado a la vida vegetal que la temporada de su crecimiento puede observarse con facilidad por la forma en que fluctúa el CO2 en la atmósfera: en el invierno en el hemisferio norte, cuando pocas plantas crecen y muchas se descomponen, la concentración de CO2 atmosférico aumenta, mientras que en primavera, cuando aquellas comienzan a crecer de nuevo, la concentración disminuye.

Se ha comprobado que el ciclo del carbono mantiene un equilibrio tal que impide que todo el carbono de la Tierra, o bien ingrese masivamente en la atmósfera, o bien se almacene completamente en rocas, y esto contribuye con la conservación de una temperatura global relativamente estable, por lo menos, durante los periodos largos (de cientos de miles de años), aunque ésta última puede variar en periodos más cortos (de decenas de miles de años) (Ibíd.); sin embargo, en la actualidad el ciclo del carbono se encuentra fuertemente intervenido por la acción humana a través de dos vías centrales: la quema de combustibles fósiles (naturalmente esta forma de carbono se filtraría a la atmósfera siguiendo el ritmo del ciclo lento, pero la extracción y quema de este combustible ha acelerado el proceso, haciendo que este inmenso reservorio pase del ciclo lento al rápido) y la combinación de deforestación y cambios en el uso de la tierra (al eliminar los bosques que absorberían CO2 durante su crecimiento y reemplazar la densa vegetación con cultivos o pasturas que almacenan mucho menos carbono, y también al exponer el suelo que libera más CO2 de la materia vegetal en descomposición, se ha afectado seriamente el ciclo rápido que atraviesa la biosfera); dicha intervención ha ocasionado que se afecte todo el ciclo y se generen severas derivaciones en el SC y los sistemas humanos (Ibíd.) (en un próximo capítulo volveremos sobre esta problemática con mayor detenimiento).

Los ciclos del agua y del carbono, asimismo, mantienen una fuerte interrelación entre sí, y su dinámica cumple un papel fundamental dentro del SC, coadyuvando con los intercambios de energía y elementos clave que se producen entre los distintos subsistemas. En este sentido, también el Sol participa de esta relación asumiendo un rol protagónico, al erigirse como la principal fuente de energía de la Tierra (más allá del mínimo aporte que realizan el calor del interior del planeta y la energía mareomotriz) y del SC (Speranza y Lucarini, 2005; Moreno Ibañez, 2023), por ello nos detendremos un momento también en su análisis.

Hace unos 4.600 Ma, probablemente por causa de la onda de choque de la explosión de una estrella cercana (una supernova), se formó en nuestra galaxia una gigantesca nebulosa solar, esto es, básicamente un disco giratorio de gas y polvo con un centro de gravedad tan intenso que comenzó a atraer grandes cantidades de materia y forzó a que los átomos de hidrógeno se fusionaran para crear helio, lo cual comenzó a liberar una colosal cantidad de energía y dio origen al Sol; durante el proceso nuestra estrella acumuló más del 99% de la materia disponible, dejando el resto para la formación de los cuerpos celestes (planetas, lunas y fragmentos varios, esencialmente) que se agruparían a su alrededor hasta la actualidad, incluida la Tierra (Nat Geo, 2023c). El Sol tiene un diámetro de aprox. 1,4 millones de km (cien veces más que Júpiter y mil veces más que la Tierra) y, a pesar de ser el objeto celeste más grande del sistema solar, se considera una estrella promedio en términos de tamaño; la temperatura en su núcleo supera los 15.000.000℃, mientras que la *fotosfera* (su superficie) se mantiene relativamente fría al alcanzar los 5.500℃ y la *corona* (su atmósfera exterior) puede superar los 2.000.000℃ (NASA, 2025). A escala galáctica, el Sol se destaca como una estrella que energéticamente tiene un comportamiento notablemente estable, debido a que su luminosidad se perturba apenas un 0,1% a lo largo de su ciclo de 11 años (Zotelo, 2018), no obstante, fundamentalmente se trata de una estrella dinámica, que cambia y envía energía al espacio constantemente (NASA, 2025).

La energía que emite el Sol, de acuerdo con los parámetros del proceso de *radiación térmica* (Britannica Encyclopaedia, 2025), se corresponde con luz visible, calor y rayos ultravioleta (UV) de longitud de onda corta. Se estima que a la Tierra llega anualmente desde el Sol, en consideración de la distancia promedio que los separa de aprox. 150 millones de km, una cantidad total de energía de 175.000 Tera watts (Tw) (la humanidad completa apenas consume unos 17 Tw en el mismo periodo) (Maldonado Rivera, 2023), lo que en promedio equivale, a nivel global, a aprox. 1.360 w/m2 por año (magnitud denominada *irradiación solar total*), aunque en verdad, debido a la forma esférica de la Tierra, la cantidad promedio de energía solar que llega a la parte superior de la atmósfera que apunta directamente al Sol equivale a aprox. un cuarto del volumen de irradiación solar total, es decir, unos 340 w/m2 (Ares, 2016). El modo en que se relaciona el SC con este extraordinario flujo constante de energía, determina su funcionamiento y las características del clima terrestre.

En principio, está gran cantidad de energía entra en contacto con los componentes del SC y una parte se refleja de nuevo al espacio exterior mientras que el resto, la mayor porción, es absorbida por aquellos. Por consiguiente, la fracción de radiación solar reflejada por una superficie u objeto se denomina *albedo* y corresponde a un valor proporcional a su grado de claridad u oscuridad (los objetos claros poseen una reflectividad mayor que los oscuros) (IPCC, 2018); del total de energía solar que ingresa al planeta aprox. un 29% se devuelve al espacio exterior por efecto del albedo terrestre, que esencialmente corresponde a la alta reflectividad de los principales elementos de la criosfera (el hielo refleja hasta el 70% de la radiación solar, en tanto que la nieve hace lo propio en un rango del 40% -nieve vieja- hasta el 95% -nieve reciente-) (Marshall y Plumb, 2008) y la atmósfera (las nubes reflejan en promedio más del 50% de la radiación solar, a razón de un 30% los estratos delgados y un 60-70% los gruesos (Ibíd.); y los aerosoles atmosféricos también realizan un significativo aporte al albedo terrestre, pero éste resulta sumamente difícil de cuantificar (Eltbaakh y otros, 2012; Kosmopoulos, 2024)); en contraposición, los bosques reflejan apenas un 8% de la radiación y los océanos presentan un índice aún menor de entre el 5-10% (Ares, 2016). En comparación con los demás cuerpos celestes del sistema solar, la Tierra mantiene un albedo significativamente superior al que presentan, por ejemplo, Marte, que refleja sólo el 15% de la radiación solar, y la Luna, que apenas tiene un índice de reflectividad del 7%, lo cual explica en gran parte las enormes fluctuaciones de temperatura que ambos padecen (Ibíd.). El importante volumen de energía solar que la Tierra devuelve al espacio exterior se considera que carece de influencia en el funcionamiento del SC, sin embargo, las restantes más de dos terceras partes de energía que son absorbidas por el sistema terrestre desempeñan un rol fundamental (Lindsey, 2009).

Específicamente, la atmósfera absorbe aprox. un 23% de la energía solar a través de las nubes y el vapor atmosférico, además de la contribución que realizan las partículas de polvo suspendidas en el aire y la capa de ozono (Ibíd.); ésta última, sobre todo, desempeña la función primordial de filtrar los peligrosos rayos UV de longitud de onda corta que podrían ocasionar daños severos en todos los seres vivos del planeta (Comellas, 2011). El restante 48% del flujo de energía solar que atraviesa la atmósfera y alcanza la superficie terrestre es absorbido mayormente por los océanos, que emplean la radiación solar como base energética para el proceso de evaporación y, así, brindar impulso al ciclo del agua (Rothschuh, 2022); los continentes también absorben una importante fracción de energía, por caso, las plantas pueden apropiarse de hasta el 90% de este volumen y transformarlo en energía potencial mediante la fijación de carbono por fotosíntesis en la madera (Ares, 2016).

El inmenso flujo de energía solar absorbido por la Tierra hace que se caliente y suba su temperatura, sin embargo, este calentamiento no se prolonga indefinidamente porque la Tierra no sólo absorbe energía, sino que también emite energía que, de acuerdo con el proceso de radiación térmica, se corresponde con radiación infrarroja (IR) de longitud de onda larga (Lindsey, 2009). De este modo, ante un aumento de su temperatura por causa de la

radiación absorbida proveniente del Sol, la Tierra irradia hacia el espacio exterior una cantidad de radiación IR (básicamente calor) proporcional que impide su calentamiento descontrolado; este equilibrio dinámico entre la energía entrante del Sol y la energía saliente de la Tierra se denomina *balance energético terrestre* (BET), o también balance radiativo o balance de radiación terrestre (NOAA, 2023).

El BET permite que la energía total del Sistema-Tierra no sufra variaciones significativas ya que la radiación terrestre se emite al espacio prácticamente a la misma velocidad con la que se absorbe la energía solar (Singh y O'Neill, 2022), por tanto la temperatura media de la Tierra se mantiene relativamente estable, al igual que el desempeño del SC, lo cual resulta esencial para el desarrollo y la proliferación de la vida en el planeta (NOAA, 2023). Además, el BET funciona con tal eficiencia que dicha estabilidad puede prolongarse durante periodos de tiempo muy extensos (en principio, siglos, o más tiempo todavía) (Singh y O'Neill, 2022) y, aún ante el eventual surgimiento de un forzamiento externo (por ejemplo, alguna fluctuación temporal del régimen solar), cuenta con una capacidad de amortiguación tan amplia que pueden transcurrir años o décadas hasta que se perciba su impacto en la temperatura media terrestre (Lindsey, 2009).

La manera en que el sistema Tierra irradia la energía hacia el espacio exterior remite a un complejo proceso que involucra la interacción de los principales componentes del SC: debido a las características particulares de la Tierra, esto es, su forma esférica achatada en los polos, la inclinación sobre el eje de rotación y su posición relativa respecto del Sol siguiendo una órbita ligeramente elíptica (Viñas Rubio, 2012), la energía solar no ingresa uniformemente, sino que lo hace de manera desigual (Lindsey, 2009). Esta cuestión ha sido estudiada exhaustivamente por la ciencia desde hace más de un siglo y sus resultados han sido determinantes para la climatología (NASA, 2020), pero por lo pronto no ahondaremos demasiado en ésta (en los próximos capítulos nos ocuparemos de ello con más detenimiento) y nos limitaremos a reseñar concisamente sus fundamentos.

Por consiguiente, de acuerdo con estas características, la Tierra recibe la radiación solar de manera muy distintiva: i) un hemisferio acapara el total de la radiación solar mientras que el otro permanece a oscuras (diferencia entre el día y la noche); ii) por motivo de la inclinación del eje del planeta unos 23° respecto de la vertical, a medida que la Tierra completa su órbita alrededor del Sol, un hemisferio recibe más energía solar directa y, por ende, tiene días más largos, mientras que el otro recibe menos energía solar y, por ende, sus días son más cortos (diferencia entre las estaciones); además, este último rasgo conlleva a otras importantes particularidades: a) las mayores cantidades de energía entrante se producen en las latitudes altas en verano, cuando los días son más largos, que en el ecuador; b) el hemisferio sur recibe más energía durante el mes de diciembre (verano austral) de la que recibe el hemisferio norte durante el mes de junio (verano boreal) porque el curso ligeramente elíptico que la Tierra sigue en torno al Sol la acerca más a éste en el verano

austral que en el verano boreal; c) en el hemisferio que se encuentra en verano, la combinación de una mayor incidencia de luz solar directa y días más largos provoca que el polo de dicho hemisferio reciba más energía que los trópicos, empero, este mayor volumen de energía no se traduce en un calentamiento de proporción semejante porque las amplias regiones cubiertas de hielo y nieve reflejan hacia el espacio exterior una parte importante de dicha radiación; en oposición, el polo del hemisferio que atraviesa el invierno cuenta con mucha menos energía solar e, incluso, algunas latitudes polares no reciben luz solar en absoluto durante largos periodos. Por otra parte, respecto de la forma esférica achatada en los polos del planeta, ésta ocasiona que, del hemisferio que atraviesa el día, sólo el punto que se ubica perpendicularmente hacia el Sol acapare la energía en su máxima intensidad (esta zona corresponde al ecuador), y que desde allí hasta los polos, en latitud creciente, los rayos solares incidan en la Tierra en ángulos cada vez más pequeños que, en proporción, además deben distribuirse sobre superficies cada vez más extensas; en términos concretos, los trópicos (de 0 a 23,5° de latitud) reciben en comparación con el ecuador aprox. el 90% de la energía solar, las latitudes medias (45°) alrededor del 70% y los círculos polares (66° 33’ 46”) aprox. el 40% (Lindsey, 2009).

En conjunto, la desigual incidencia de la radiación solar por causa de la forma particular de la Tierra y los movimientos orbitales que ésta realiza con respecto al Sol produce importantes desequilibrios en el calentamiento neto del sistema terrestre, el cual principalmente se manifiesta entre los trópicos y los polos puesto que en los primeros se genera un *excedente neto de energía* debido a que la cantidad de radiación solar absorbida resulta mayor que la cantidad de radiación IR (calor) irradiada al espacio exterior; mientras que en los segundos, al contrario, se produce un *déficit neto de energía* debido a que la cantidad de radiación IR (calor) irradiada al espacio exterior resulta mayor que la cantidad de radiación solar absorbida (Ibíd.).

Este desequilibrio neto de energía entre los trópicos y los polos produce un fuerte impacto en el SC, haciendo que se comporte como un *motor térmico*: en términos sencillos, un motor térmico convierte la energía térmica (calor) en energía mecánica (movimiento) a través de un mecanismo que aprovecha el gradiente de temperatura entre una fuente de calor (foco caliente) y un sumidero de calor (foco frío) (Stanford y Tanner, 1985); de manera semejante, el SC se comporta como un gigantesco motor térmico a escala planetaria que transforma el desequilibrio energético que se produce entre los trópicos, donde hay un exceso de energía, y los polos, donde hay un déficit de energía, en el movimiento de la atmósfera y la hidrosfera, es decir, en circulación atmosférica y oceánica, la cual distribuye la energía (calor) tanto de forma horizontal desde los trópicos hacia los polos, como vertical, desde la superficie terrestre hacia la atmósfera superior (Zielinski, 2015; Singh y O’Neill, 2022; Krinner, 2025).

A través de este complejo mecanismo el SC contribuye con el BET al compensar el desequilibrio en el calentamiento neto de la Tierra que se produce por el ingreso desigual de la energía solar, distribuyendo mediante la

circulación oceánica y atmosférica (corrientes marinas y patrones de viento) el exceso de energía desde los trópicos hacia los polos donde persiste un déficit energético (Ibíd.). En este sentido, los distintos componentes del SC colaboran de manera diferenciada con este mecanismo, puesto que la atmósfera irradia mucha más radiación IR hacia el espacio exterior que el resto de los subsistemas (Lindsey, 2009).

En efecto, se estima que, en términos generales, la atmósfera, que absorbe directamente aprox. un 23% de la radiación solar que ingresa a la Tierra (como habíamos mencionado previamente), irradia hacia el espacio exterior aprox. un 59% de la radiación IR que emite la Tierra para conseguir un estado de balance energético, mientras que la superficie, que absorbe directamente aprox. un 48% de la radiación solar entrante, sólo devuelve hacia el espacio exterior aprox. un 12% de la radiación IR generada en compensación por la Tierra; en consecuencia, se puede convenir que la mayor parte del calentamiento solar se produce en la superficie terrestre, en tanto que la mayor parte del enfrentamiento radiativo se produce en la atmósfera (Ibíd.). Este inversión entre la energía recibida y la emitida que se genera en la atmósfera obedece a una compleja serie de mecanismos de transferencia que involucra a los distintos componentes del SC; así, en principio, la superficie terrestre gestiona su régimen energético (es decir, el 48% de la energía solar que absorbe directamente, como habíamos indicado con anterioridad) a través de tres procesos interrelacionados:

- Aprox. el 25% de la energía solar absorbida alimenta el proceso de evaporación que se produce, principalmente, en los océanos y se transfiere posteriormente a la atmósfera por la capacidad que tienen las moléculas de agua de transportar *calor latente*, esto es, el calor asociado con el cambio de estado de líquido a gaseoso que se conserva latente en el movimiento aleatorio de las moléculas de vapor de agua mientras ascienden y se desplazan empujadas por la circulación atmosférica; luego, una vez que las moléculas de agua alcanzan las capas más elevadas, este calor se libera en la atmósfera al cambiar de nuevo del estado gaseoso al líquido o sólido, por efecto de la condensación, creando las gotas que componen las nubes y las diversas formas de precipitación (Graham y otros, 2010). Los estudios indican que la evaporación de las masas de agua (océanos, mares, ríos, lagos, etc.) proporcionan aprox. el 90% de la humedad presente en la atmósfera, en tanto que la transpiración de las plantas aporta el restante 10% (Ibíd.).

- Aprox. un 5% de la energía solar absorbida se transfiere de nuevo por el proceso de *convección*, fenómeno por el cual el aire que aumenta su temperatura por estar en contacto directo con la superficie calentada por el Sol, tiende a elevarse por ser más ligero que el aire a temperatura ambiente a su alrededor, transfiriendo así el calor verticalmente hacia la atmósfera (CEUPE, 2020). Respecto de los océanos en particular, la energía solar UV de longitud de onda corta penetra y calienta las aguas oceánicas hasta una profundidad de 100 a 200 m, dependiendo de su transparencia (Marshall y Plumb, 2008). Este tipo de acumulación de *calor sensible* (aquel tipo de calor que provoca un

cambio de temperatura sin que se produzca un cambio de estado) se transfiere también del océano a la atmósfera porque la temperatura media global del primero se conserva entre 1 y 2℃ más cálido que la de la segunda (Ibíd.); además, este cúmulo de calor sensible también se distribuye globalmente, influyendo en la temperatura y humedad de las masas continentales (Henshaw y otros, 2000), al ser transportado tanto por las *corrientes marinas superficiales* (aquellas impulsadas por los sistemas eólicos globales alimentados por la energía solar) como por las *corrientes profundas* (aquellas resultantes del *efecto termohalino*, esto es, el movimiento generado por las diferencias en la densidad del agua debido a la variabilidad de su temperatura y salinidad, que funcionan como un sistema interconectado de cintas transportadoras de nutrientes y elementos clave que recorren todo el globo) (NOAA, 2025).

- El restante volumen de radiación solar absorbido, un 17% aprox., se irradia directamente hacia el espacio exterior producto de la agitación térmica de los átomos y moléculas de la superficie (Lindsey, 2009).

Mediante estos procesos la superficie terrestre contribuye a que el grueso del enfrentamiento radiativo se produzca en la atmósfera pues, aparte del 23% que ésta irradia al espacio por sí misma tras la absorción directa de radiación solar que se realiza entre sus distintos componentes (nubes, aerosoles atmosféricos, vapor de agua y ozono), también gestiona la energía transferida desde la superficie por los mecanismos de evaporación y convección, que en combinación aportan otro 30% de radiación IR (Ibíd.), sin embargo, a estos factores se debe agregar un proceso crucial del SC que también se desarrolla en la atmósfera: del 17% de radiación IR que la superficie terrestre irradia directamente hacia el espacio, sólo un 12% aprox. escapa efectivamente del planeta, dado que aprox. un 5-6% de dicha radiación es absorbido por un conjunto de gases traza presentes en la atmósfera que producen el denominado *Efecto Invernadero* (Ibíd.).

Los principales GEI son el vapor de agua (el más abundante del planeta), el dióxido de carbono (CO_2), el metano (CH_4), el óxido nitroso (N_2O) y el ozono troposférico (distinto del que conforma la capa de ozono estratosférico, ubicada a mayor altitud), todos de origen natural, más aquellos otros gases creados exclusivamente por la actividad antropogénica, como los halocarbonos y otras sustancias que contienen bromo y cloro (IPCC, 2018). La particularidad de los GEI estriba en que no interactúan con la radiación solar UV de longitud de onda corta pero, en cambio, sí absorben la radiación IR de longitud de onda larga emitida por la superficie y, al elevar su temperatura, emiten a su vez radiación IR de longitud de onda larga en todas direcciones; una parte de esta energía térmica acaba escapando al espacio exterior al atravesar las capas superiores de la atmósfera, empero, otra parte sustancial se propaga hacia abajo (la denominada *radiación de retorno*) y es absorbida por la superficie, con lo cual está última eleva aún más su temperatura dado que este calentamiento adicional se suma al provocado por la absorción directa de la energía solar; este proceso constituye el *Efecto Invernadero Natural* (EIN) (Lindsey, 2009). El EIN resulta esencial para la habitabilidad de la Tierra puesto que, si no se

produjera, ante la gran eficiencia de los mecanismos del BET, la temperatura global descendería hasta los -18℃, con lo cual el desarrollo de la vida sería prácticamente inviable, no obstante, gracias al calentamiento adicional proporcionado por el EIN la temperatura global media se mantiene en torno a los 15℃ aprox., lo cual ha brindado un fuerte impu lso a la proliferación de la biodiversidad,[7] los ecosistemas y también la humanidad (Riebeek, 2011; Ares, 2016). En este sentido, vale mencionar que el EIN no puede provocar un aumento descontrolado de la temperatura superficial terrestre por sí mismo debido a que, partiendo de que la cantidad máxima de energía emitida por el Sol se mantiene prácticamente constante, la superficie desencadena una veloz liberación de radiación IR en respuesta al calentamiento provocado por la radiación solar entrante más la radiación de retorno que, en parte, escapa directamente al espacio exterior y, en parte, se transfiere a las capas cada vez más altas de la atmósfera hasta que la energía que sale de la parte superior de ésta se iguala con la cantidad de energía solar entrante; en consecuencia, el intercambio radiativo funciona con un amplio margen de estabilidad y evita que la superficie terrestre sufra un calentamiento indefinido (Lindsey, 2009).

La vital importancia de la estabilidad climática que goza la Tierra gracias a estos complejos procesos desarrollados en el SC, puede captarse en plenitud al constatar la condición climática que presentan otros cuerpos celestes cercanos que carecen de dichos mecanismos o, en todo caso, mantienen un régimen distinto: a) la Luna, que no cuenta con atmósfera, se encuentra completamente a merced del flujo de radiación solar y se calienta y enfría con igual rapidez cuando el Sol aparece o se oculta, alcanzando temperaturas en su superficie de hasta 121℃ durante el día y hasta -133℃ (con picos en el fondo de algunos cráteres de -250℃) al caer la noc he (De La Fuente, 2025); b) Marte, que cuenta con una atmósfera muy delgada compuesta principalmente de CO2, nitrógeno y argón, y condiciones climáticas muy hostiles (se mantiene en un estado desértico y helado, con casquetes polares, nubes delgadas y vientos tan fuertes que pueden provocar tormentas de polvo que cubren todo el planeta), tiene una temperatura superficial promedio de -65℃, y durante el día su temperatura puede llegar hasta los 0℃ pero, al caer la noche y no contar con una atmósfera con capacidad para retener el calor, su temperatura desciende abruptamente a -129℃ aprox. (Space Place , 2023; 2024); c) Venus tiene una atmósfera muy densa compuesta en un 97% por CO2, con nubes de ácido sulfúrico, poderosos vientos de velocidad supersónica y un EIN tan extremo que retiene el calor con tal efectividad que, en combinación con su proximidad al Sol, eleva su temperatura superficial hasta los 453℃, suficiente para derretir el plomo, lo que lo convierte en el planeta más caliente del sistema solar (Ibíd.). En contraste con estos rincones cercanos de la galaxia, la Tierra cuenta con condiciones climáticas inmejorables, sin embargo, la gran

[7] La *biodiversidad* se entiende como la variabilidad de organismos vivos de cualquier fuente, incluidos los ecosistemas y los complejos ecológicos de los que forman parte, por tanto remite a un concepto holístico que abarca y vincula la diversidad dentro de cada especie, entre las especies y de los ecosistemas (IPCC, 2018).

estabilidad que proporciona el SC también puede verse afectada por determinados factores y procesos tanto internos como externos.

Como ya habíamos mencionado al principio, el SC evoluciona en el tiempo modulado por forzamientos internos, aquellos que corresponden a la propia dinámica de sus distintos subsistemas, y externos, aquellos que provienen del exterior del sistema, alteran el equilibrio radiativo de la Tierra (si ésta retiene más energía solar de la que puede irradiar al espacio se produce un calentamiento, o *forzamiento positivo*, y si ésta irradia más energía al espacio de la que puede retener se produce un enfriamiento, o *forzamiento negativo*) y, por su condición externa, no cambian si el clima terrestre se calienta o se enfría (Takle, 2003; Krinner, 2025); respecto de éstos últimos, los ejemplos comunes apuntan a las fluctuaciones en el flujo de radiación solar y las variaciones en los parámetros orbitales de la Tierra, y también incluyen las erupciones volcánicas, todos de origen natural, y los cambios introducidos por la actividad humana (como la modificación de la composición atmosférica, del albedo terrestre o de los usos de la tierra), aunque bien podría argumentarse que éstos últimos también forman parte del SC en su sentido más amplio y afectan al clima tanto como son afectados por aquel (Ibíd.). Dentro del amplio grupo de procesos de forzamiento, se pueden hallar los *forzadores climáticos de vida corta* (SLCF, siglas en inglés de *Short-Lived Climate Forcers*), que corresponden a determinados compuestos (como el metano y el ozono, que provocan efecto invernadero, y los aerosoles, o sus precursores, y algunas sustancias halogenadas que no son GEI) que no se acumulan en la atmósfera a escalas decenales o centenarias y por tanto tienen un efecto de corta duración en el clima (predominantemente los primeros diez años tras su emisión) que puede ser, o de calentamiento, o de enfriamiento, aunque sí pueden causar efectos climáticos de largo plazo (como un cambio del nivel del mar); y los *forzadores climáticos de vida larga* (LLCF, siglas en inglés de *Long-Lived Climate Forcers*), que remiten a un conjunto de GEI (dióxido de carbono, óxido nitroso, gases fluorados) que se acumulan en la atmósfera en escalas temporales que se extienden desde décadas a siglos, por lo que su efecto en el clima (exclusivamente calentamiento) perdura durante décadas o siglos después de ser emitidos (IPCC, 2018).

Por otra parte, la compleja multitud de componentes e interacciones que en conjunción conforman el SC ofrecen determinadas respuestas a los forzamientos climáticos denominadas *retroalimentaciones climáticas*, las cuales aluden a una interacción en la que una perturbación en una magnitud climática provoca un cambio en una segunda magnitud, y el cambio en ésta última, conduce a su vez a un cambio añadido en la primera magnitud (Ibíd.). En este sentido, las *retroalimentaciones positivas* tienden a amplificar el fenómeno al que ofrecen respuesta, mientras que las *retroalimentaciones negativas* tienden a atenuarlo, indistintamente de si se trata de un forzamiento que produce un calentamiento o un enfriamiento del clima (Frierson, 2024/25); entre los ejemplos más comunes de retroalimentación positiva se suele mencionar la respuesta del vapor atmosférico a un proceso de calentamiento general, el cual aumenta al producirse una atmósfera más cálida y, por tratarse de un potente

GEI, en respuesta tiende a amplificar el calentamiento que propició su incremento (Ibíd.); en cambio, en referencia a la retroalimentación negativa, se emplea como muestra el comportamiento de la vegetación, la cual en el tránsito de un proceso de calentamiento ocasionado por un aumento del CO2 atmosférico, acelera su crecimiento y expansión, y por tanto también su absorción de CO2, con lo cual ofrece una respuesta que tiende a atenuar el calentamiento que causó en principio su proliferación (González, 2021b).

Los forzamientos climáticos, y sus múltiples retroalimentaciones, conducen al denominado *cambio climático* (CC), a saber: una variación del estado del clima identificable, por ejemplo mediante pruebas estadísticas, en las variaciones del valor medio o en la variabilidad de sus propiedades, que persiste durante periodos prolongados, por lo general décadas o periodos más largos (IPCC, 2018); de este modo, el forzamiento climático de alguno de los componentes del SC, debido a su compleja dinámica interna, acaba afectando al resto y conllevando al sistema a un periodo de CC, donde las perturbaciones de las distintas variables climáticas ocurren de manera intempestiva y durante un periodo prolongado. Actualmente, existe un amplio consenso científico en torno a que la actividad humana ha provocado un forzamiento climático de gran magnitud, el denominado *Calentamiento Global* (CG) a través de la afectación del ciclo global del carbono por la quema masiva de combustibles fósiles, y esto ha conllevado a un periodo de CC, observable en la alteración de varios de los componentes del SC (por ejemplo, una gran pérdida de la diversidad natural de la biosfera, la modificación de la composición de la atmósfera, el derretimiento de los hielos polares y glaciares que contiene la criosfera, entre otros), que comenzó a mediados del siglo XIX y se extiende hasta el presente (Takle, 2003; Zotelo, 2018; Frierson, 2024/25).

La persistencia del CC durante un tiempo prolongado conduce indefectiblemente a un *punto crítico o de inflexión*, definido como el umbral crítico en el que el SC se reorganiza, generalmente de forma abrupta, y ya no puede retornar al estado original previo, aún cuando se detenga o reduzca el efecto del forzamiento climático que incitó el cambio (IPCC, 2018; Bralower y Bice, 2021); el traspaso del punto crítico implica la irreversibilidad de la dinámica intrínseca del SC y el cambio de un estado climático estable hacia otro estado climático estable esencialmente diferente del anterior, signado por un periodo intermedio de CC caracterizado por transformaciones abruptas, impactos en cascada y fenómenos meteorológicos extremos (Ibíd.). Los puntos críticos abarcan un numeroso grupo de variables ambientales y, respecto puntualmente del CC antropogénico, suele mencionarse el ejemplo de las capas de hielo de Groenlandia, en el Ártico, pues se ha estimado que, de persistir el CG actual, pronto se llegará al punto de inflexión en que el derretimiento en curso de las formaciones glaciares ya no se pueda detener por más que se retorne a las condiciones climáticas preindustriales del siglo XIX, con lo cual los glaciares desaparecerán definitivamente en un corto periodo (probablemente unos siglos) y, en consecuencia, aumentará de manera significativa el nivel del mar (Krinner, 2025). En este sentido, la situación propiciada por el CC antropogénico se ha vuelto cada vez más delicada y

varios estudios han advertido que ya se han superaron varios puntos de inflexión que auguran una mayor intensificación de la crisis en el mediano plazo (Ong, 2024; Paddison, 2025), pero sobre esta cuestión nos detendremos con mayor atención en un próximo capítulo.

En este punto, habiendo analizado el funcionamiento de la dinámica climática presente, debemos mencionar que, a pesar de que hemos destacado la gran estabilidad del SC y los diversos mecanismos que presenta internamente para preservar la tendencia hacia el logro del balance energético ante la intromisión de forzamientos climáticos (por ejemplo, la notable capacidad de los océanos y la vegetación para absorber los cambios de la temperatura global) (Riebeek, 2011; Moreno Ibáñez, 2023), lo cierto, según indica la evidencia científica, radica en que esta condición sólo se aplica para los periodos de tiempo relativamente cortos, pues en el largo plazo y en escalas geológicas prolongadas, el clima, como producto de un SC que comprende un complejo entramado de subsistemas y procesos fluidos que evolucionan en el tiempo bajo la influencia de su propia dinámica y por efecto de los forzamientos externos, se ha caracterizado a lo largo de la historia de la Tierra por una gran variabilidad y la sucesión de cambios profundos, en ocasiones abruptos y extremos (Sousa Martín, 2009; Bralower y Bice, 2015).

1.2 La variabilidad climática

Durante millones de años el cielo fue de color naranja pálido, las aguas del océano fueron de un tono verde brillante, las gruesas capas de hielo se extendieron desde los polos hasta el ecuador, un único supercontinente concentró todas las tierras del planeta… aunque parezca increíble hoy en día, la Tierra y el SC, junto con sus subsistemas y principales procesos BGQ, han atravesado distintas etapas en su evolución y han generado una variedad de climas que desafían la imaginación.

Así, el cielo era de tono anaranjado pálido debido a la manera en que la luz solar interactuaba con la gran cantidad de dióxido de carbono y metano, con total ausencia de oxígeno, que predominaba en la composición de la atmósfera primitiva, hace más de 3.000 Ma, pero la paulatina proliferación en los océanos de una de las primeras formas de vida que surgieron en el planeta, las *cianobacterias* (“ciano” del griego “kyanos”, corresponde al color azulado, por ello durante mucho tiempo se las denomino como algas verdeazuladas), cambió radicalmente la historia, pues estos microorganismos unicelulares subsistían a través de un proceso de fotosíntesis y comenzaron a absorber el CO2 atmosférico para producir energía (proceso que también requiere de luz solar y agua), liberando al mismo tiempo como desecho oxígeno, el cual se volvería uno de los mayores componentes de la atmósfera, además del nitrógeno, y, por su forma de interactuar con la luz solar, dispersando con mayor eficiencia las ondas electromagnéticas de longitud de onda corta, otorgaría al cielo su prístino color azul, que predomina hasta la actualidad (Nat Geo Kids, 2021; Scott, 2021; Science World, 2023). Asimismo, estas cianobacterias, en combinación con la concentración de minerales que predominaba en las aguas, tiñeron los océanos de color verdoso brillante durante millones de años debido a la manera en que dispersaban la luz solar; pero esta influencia lentamente fue cediendo al ritmo de la aparición de las formas de vida más complejas y los sucesivos cambios en la composición química de las aguas, hasta que comenzaron a dominar los tonos azules que persisten en los océanos de la actualidad (Cuomo, 2025). Se ha sugerido que las cianobacterias, además, al consumir el CO2 que abundaba en la atmósfera primitiva y reducir a una expresión mínima el EIN que mantenía las temperaturas globales elevadas hace más de 2.000 Ma, desempeñaron un rol central en el desencadenamiento de una superglaciación de tal magnitud que las capas de hielo, de cientos de metros de espesor, se extendieron desde los polos hasta más allá de los trópicos, cubriendo los continentes y los océanos por igual, y dándole al planeta la apariencia de una gigantesca bola de nieve (Comellas, 2011; Quintero, 2018). Un amplio sector de la comunidad científica defiende esta hipótesis de la *Tierra Bola de Nieve* y estima que se adueñó del planeta en más de una ocasión, aunque también en cada caso un fuerte resurgimiento de la actividad volcánica y tectónica contribuyeron a su finalización al liberar de nuevo grandes cantidades de CO2 en la atmósfera y propiciar un proceso de calentamiento global por intermedio del

restablecimiento del EIN (Ibíd.). Finalmente, un intenso repunte de la actividad tectónica ocurrido hace más de 300 Ma impulsó la reconfiguración completa de las tierras y los mares del planeta, dando origen al supercontinente denominado *Pangea* ("toda la tierra" en griego),[8] el cual por más de 150 Ma concentró en un solo bloque, rodeado por un único océano colosal llamado *Pantalasa* ("todo el mar" en griego), todos los continentes conocidos, aunque una nueva intensificación de la actividad tectónica acabó con su supremacía y comenzó un progresivo proceso de fragmentación (que aún sigue en marcha, vale aclarar) que concurrió en la distribución de los continentes tal como persiste en la actualidad (Santoyo Rodríguez, 2016; Pester, 2024).

Esta breve reseña de acontecimientos representa apenas una ínfima muestra de la gran variabilidad a escalas de tiempo geológico que ha caracterizado al desarrollo del clima terrestre, definida aquella como las variaciones del estado medio y otras características estadísticas (desviación típica, eventos extremos, etcétera) del clima en todas las escalas espaciales y temporales más amplias que las de los acontecimientos meteorológicos, debido a procesos naturales del SC (variabilidad interna) o a variaciones del forzamiento externo natural o antropogénico (variabilidad externa) (IPCC, 2018). La *Paleoclimatología* es la rama de las ciencias del clima que se ocupa de la reconstrucción y estudio de los climas del pasado a lo largo de la historia de la Tierra, intentando dilucidar cuáles son las tendencias naturales a largo plazo de los cambios climáticos, y al igual que la climatología tradicional, se trata de una especialidad multidisciplinaria donde convergen la geología, la hidrología, la física, la química, la biología, entre otras, para aportar distintas herramientas y perspectivas que coadyuven en el análisis climático de la antigüedad remota (Blanco Picado, 2018; Núñez, 2022). En este sentido, la enorme dificultad que atañe a la reconstrucción de los eventos climáticos que se desarrollaron en tiempos tan remotos de miles a millones de años en el pasado ha obligado a que la paleoclimatología se asemeje bastante a la práctica forense, dada la imposibilidad de recurrir a las pruebas y testigos originales de los hechos estudiados, por ello la ciencia se ha ceñido a diversas técnicas y métodos basados en los denominados *datos proxy*, a saber: una gran variedad de indicadores indirectos de diferentes características químicas, físicas o biológicas preservados en archivos naturales, a partir de los cuales se pueden inferir científicamente las principales variables climáticas (temperatura, humedad, precipitaciones, etc.) que caracterizaron a determinados periodos del pasado de la Tierra (Blanco Picado, 2018; Pérez Tarruella, 2020); a través de los datos proxy se puede recopilar una gran cantidad de información y evidencias que permiten reconstruir con un alto grado de fiabilidad las condiciones climáticas que experimentaron los sucesivos periodos geológicos del planeta, aunque, vale la aclaración, el empleo de procedimientos científicos

[8] Por supuesto, Pangea no fue el primero ni el único supercontinente que dominó la Tierra, cuestión que desarrollaremos con mayor detenimiento en los próximos capítulos, aunque sin dudas se trata del más conocido a nivel popular.

tan sofisticados no quita que se trate de una tarea en cierta medida especulativa (Viñas, 2020). Por consiguiente, de acuerdo con la aportación de Pérez Tarruella (2020) y Núñez (2022), de entre las principales fuentes de registros paleoclimáticos se destacan:

- los fósiles, dado que los restos fosilizados de animales y plantas (incluyendo el polen) ayudan a comprender las características climáticas de los ambientes en los que éstos se desarrollaron.

- los anillos de los troncos de los árboles (disciplina denominada *dendrocronología*), que reflejan fielmente las condiciones ambientales en las cuales éstos crecieron.

- el coral, que también posee anillos de crecimiento en su constitución que develan las características del océano durante su desarrollo.

- las rocas, depósitos y sedimentos presentes en la corteza terrestre que guardan información precisa de diversos eventos geológicos y climáticos del pasado (por ejemplo, las *morrenas* manifiestan la existencia de glaciares en el momento en que se formaron; las *evaporitas* verifican la presencia de climas secos y cálidos; los *carbones* ofrecen datos valiosos de la materia orgánica que les dieron origen; los *sedimentos oceánicos y lacustres* preservan compuestos químicos y fósiles que posibilitan la reconstrucción de los climas pasados; etc.).

- los núcleos de hielo localizados en las regiones polares y en las cumbres de las montañas que conservan un importante registro entre sus capas de los climas que se desarrollaron durante varios miles de años.

Por medio del significativo cúmulo de registros paleoclimáticos obtenidos de estas y otras fuentes de datos proxy, se ha verificado científicamente que el clima terrestre ha variado notablemente a lo largo de la historia del planeta y que los cambios climáticos, más que los periodos de relativa estabilidad, han sido su rasgo definitorio e, indefectiblemente, seguirán sucediéndose también en el futuro (Takle, 2003; Zotelo, 2018; Krinner, 2025). Al respecto, la contribución de Lin y Qian (2022) respecto de la evolución histórica de la temperatura de la superficie, el nivel del mar y la concentración de dióxido de carbono atmosférico de la Tierra desde su origen hace más de 4.500 Ma hasta el presente, a través de una exhaustiva revisión de un importante corpus de investigaciones paleoclimáticas, puede coadyuvar en la aprehensión de la magnitud de esta significativa variabilidad natural:

A) La temperatura de la superficie terrestre evidencia una considerable oscilación en diferentes escalas de tiempo y una notable dispersión entre las distintas investigaciones revisadas, que se explica por los distintos datos proxy y procedimientos de análisis que cada cual ha utilizado; por ejemplo, una estimación pionera de la temperatura que utilizó isótopos de oxígeno de *cherts* (un mineral de sílice que se forma en ambientes acuáticos incorporando el oxígeno del agua circundante y, por tanto, puede ofrecer información confiable de las condiciones de temperatura y de salinidad que imperaban durante su formación) sugirió que hace 3.000 Ma la temperatura promedio alcanzó los

70℃; luego, hace 1.300 Ma, este promedio disminuyó a 52℃; más tarde, hace entre 540 y 250 Ma, éste siguió disminuyendo de 34°C a 20℃; pero seguidamente aumentó a 35-40℃ hace entre 250 y 200 Ma; y finalmente volvió a disminuir hace entre 250 y 20 Ma hasta los 17℃, un valor muy cercano al promedio de temperatura global actual.

B) El nivel global del mar también muestra fluctuaciones importantes en diferentes escalas de tiempo, rondando una amplitud de entre 100 y 200 m en general, aunque esta variación disminuyó a unos 100 m en promedio hace unos 2,5 Ma y bajó más aún hace unos 100 Ka (miles de años), ubicándose entre los 50 y 10 m.

C) La concentración de CO2 atmosférico presenta la variabilidad más dramática entre los diferentes componentes del SC, dado que hace unos 2.000 Ma alcanzó las 17.000 ppm (partes por millón) (unas 59 veces el valor actual); luego, hace entre 540 y 2,5 Ma, osciló entre las 4.000 y 10.000 ppm; y hace entre 2,5 Ma y 100 Ka la amplitud de la oscilación disminuyó notoriamente a 60-100 ppm.

El estudio indica que, en general, los procesos físicos que vinculan la temperatura superficial terrestre, el nivel del mar y la concentración de CO2 resultan complejos y varían en diferentes escalas temporales, no obstante, los análisis sugieren que la historia climática de la Tierra, reconstruida en base a estos tres factores, muestra modos climáticos dominantes, como los *ciclos de supercontinentes* (aquellos que describen la agregación y dispersión periódica, a razón de 400-500 Ma, de las masas continentales de la Tierra en un supercontinente debido a la actividad tectónica de placas), los *ciclos interglaciales* (aquellos que remiten al inicio y final de las eras glaciales que atravesó el planeta), los *ciclos milenarios* (aquellos que aluden a las variaciones de la órbita terrestre, que extienden su influencia durante miles de años), la *oscilación multidecadal* (aquella que refiere a múltiples fenómenos que mantienen su ingerencia durante varias décadas, como la *Oscilación Multidecadal Atlántica* (AMO, siglas en inglés de *Atlantic Multi-decadal Oscillation*), que afecta las temperaturas de la superficie del mar del Atlántico Norte y se repite cada 50-80 años), y las más comunes, la oscilación interanual, el ciclo estacional y el ciclo diurno. Además, las amplitudes de la variabilidad climática dominante, a grandes rasgos, disminuyen desde las escalas de tiempo de 1.000 Ma a las escalas interanuales, pero luego aumentan significativamente en escalas de tiempo subanuales a diurnas.

Por otra parte, aunque en relación con esta última cuestión, un importante corpus de investigaciones paleoclimáticas han sugerido que, si bien entre el 80-85% de la historia de la Tierra ha sido dominada por condiciones mayormente cálidas (González, 2021a; Judd y otros, 2024), por lo menos durante los últimos 1.000 Ma el clima terrestre ha oscilado irregularmente entre tres estados específicos: a) los climas *cálidos de invernadero* (*Warm Greenhouse Climates*, en inglés) (caracterizados por una alta concentración de CO2 en la atmósfera, una temperatura media global elevada, un alto nivel del mar, y la ausencia de

formaciones de hielo en la superficie); b) los climas *fríos de casa de hielo* (*Cold Icehouse Climates*, en inglés) (que se destacan por una baja concentración de CO2 en la atmósfera, una temperatura media global baja, un nivel del mar bajo, y la presencia de formaciones de hielo en la superficie); y c) los climas, menos comunes, de *Tierra Bola de Nieve* (*Snowball Earth*, en inglés) (caracterizados por una notablemente baja concentración de CO2 atmosférico y temperatura media global, y la extensión de gruesas capas de hielo desde los polos hasta los trópicos, o incluso, el ecuador) (Marshall, 2010; Summerhayes, 2023). Cabe mencionar que está última hipótesis se encuentra sujeta a revisión por parte de la comunidad científica y que, en general, esta categorización no remite a compartimientos estancos pues se han dado casos extremos dentro de cada categoría (como los denominados *máximos termales o hipertermales*, en los que varios factores climáticos convergen para producir episodios con temperaturas extremadamente altas) y aún eventos ciertamente contradictorios (como la ocasional formación de glaciares temporales durante los climas cálidos de invernadero) (Retallack, 2013; Summerhayes, 2023; Scott y Lindsey, 2025). Además, conviene aprovechar la ocasión para realizar una importante aclaración terminológica: en la bibliografía especializada suele darse cierta confusión por el uso indistinto de los términos glaciación, edad de hielo, era glacial, y otros semejantes (confusión que se agrava aún más al consultar trabajos académicos del ámbito angloparlante), por lo que, a fin de evitar dichas confusiones, en adelante nos valdremos de su empleo de acuerdo con los siguientes criterios: dado que todos estos vocablos remiten esencialmente al mismo fenómeno (a saber: períodos en los que la Tierra experimenta una disminución de la temperatura de la atmósfera, del agua y de su superficie, lo que produce la formación o expansión de las capas de hielo polares o continentales, y de los glaciares alpinos) (Geo Enciclopedia, 2023), los distinguiremos en relación con su extensión en el tiempo y magnitud general. De este modo, siguiendo el aporte de Viñas Rubio (2012), ordenados de mayor a menor en términos de duración y magnitud, entenderemos por *era glacial* a los periodos de enfriamiento de la Tierra que se prolongaron por decenas o cientos de Ma; las eras glaciales, a su vez, incluyen *épocas glaciales* que pueden extenderse por Ma; asimismo, las épocas glaciales abarcan distintas *glaciaciones*, que refieren exclusivamente al periodo Cuaternario de la era Cenozoica (iniciado hace aprox. 2,5 Ma y que sigue hasta la actualidad) (Viñas, 2023), que pueden durar cientos de Ka y cubrir vastas regiones, y se encuentran separadas por periodos de transición denominados *interglaciares* que pueden extenderse por decenas de Ka con temperaturas medias más cálidas y procesos de formación de hielo de menor magnitud.

Por otra parte, como habíamos mencionado, la amplia variabilidad climática que ha caracterizado al desarrollo histórico de la Tierra, responde tanto a la evolución que ha experimentado la dinámica interna del SC como a la incidencia en dichos procesos de forzamientos externos acaecidos desde prácticamente el origen mismo del planeta, y aunque, por un lado, la cantidad de estos factores resulta difícil de cuantificar por el entramado de relaciones en que se encuentran inmersos, y por otro, también su impacto resulta complicado

de determinar ya que éste depende de la escala de tiempo que se utilice en cada caso (es decir, un factor con un alto impacto en el corto plazo puede bien perderse dentro de la gran variabilidad del largo plazo), la investigación paleoclimática ha destacado una serie de factores preponderantes que han condicionado y dirigido la evolución del clima de la Tierra, desde una escala de tiempo geológica a la escala de la esperanza de vida media del ser humano (Sousa Martín, 2009; Sánchez-Santillán y otros, 2014); éstos son: los cambios de la órbita terrestre (la posición del planeta respecto del Sol, que incide en la recepción de la radiación solar); el ciclo vital del Sol (el aumento de la emisión de radiación en función de su transición de estrella joven a madura); los movimientos de las placas tectónicas que conforman la corteza terrestre (la distribución de las masas continentales y oceánicas resulta determinante para la circulación de las corrientes atmosféricas y marinas, la reflectividad planetaria, los procesos de meteorización, etc.); la actividad volcánica a gran escala (dependiendo del tipo de gases y partículas que se expulsen a la atmósfera se pueden inducir procesos de enfriamiento o calentamiento global); la modificación del albedo terrestre (está variación dictamina en gran parte el saldo del presupuesto energético de la Tierra); y la perturbación del ciclo global del carbono (la concentración de CO2 en la atmósfera se erige, para muchos círculos científicos, como el factor decisivo en la determinación de la temperatura de la Tierra) (Anguita, 2005; Riebeek, 2011; Geo Enciclopedia, 2023; Kaiho, 2024). Más allá de la importancia individual de cada uno de estos factores (a los que podrían sumarse otros tantos pero la ciencia aún no ha desvelado el grado de impacto que pueden tener en el Sistema-Tierra, como los rayos cósmicos) (Sousa Martín, 2009), las interacciones y retroalimentaciones que se producen entre éstos resultan fundamentales y sobrepasan con creces las posibilidades de impacto que podrían manifestar por separado; por citar solo un ejemplo de esta capacidad combinada, varios estudios han sugerido que los cambios del albedo planetario y del régimen de los GEI (por caso, el metano) colaboraron activamente en la compensación de la luminosidad solar a través del tiempo (Apaéstegui y otros, 2014; Bralower y Bice, 2015; Judd y otros, 2024).

Tras la realización de esta concisa aproximación conceptual a la problemática que nos convoca, a continuación abordaremos la descripción y análisis de los diversos climas que ha experimentado el planeta, como producto de la constante evolución del SC y sus subsistemas primordiales, a fuerza de la variación de su propia dinámica intrínseca y de los múltiples forzamientos externos que se fueron sucediendo en los diferentes periodos geológicos que ha atravesado la Tierra desde su lejano origen hace más de 4.500 Ma. Sólo resta indicar que, en vista de que acometeremos el desarrollo de los estados climáticos en orden cronológico, conviene que antes presentemos de manera sucinta las principales categorías y etapas que componen la *escala de tiempo geológico* de la Tierra.

La escala de tiempo geológico (también conocida como *escala temporal geológica* o *tabla cronoestratigráfica internacional*) alude al sistema de referencia y comunicación para contrastar rocas y fósiles de todo el mundo y,

en términos comparativos, funciona como el equivalente geológico de la tabla periódica de los elementos (DAAL, 2018). La escala fue creada en el siglo XIX y, hasta el descubrimiento de la desintegración radiactiva que actualmente se utiliza como sistema confiable y preciso de datación de rocas y fósiles, se basaba completamente en los principios estratigráficos[9] y las técnicas de datación relativa empleados por la geología (NPS, 2024). La escala abarca la evolución completa de la Tierra, desde su origen hasta la actualidad, y se divide en distintos periodos, cuyos límites, por lo general, corresponden a la aparición o la extinción de determinados tipos de fósiles (DAAL, 2018), y que, a su vez, se subdividen en intervalos temporales cada vez más limitados, de duración irregular; así, el *eón* representa la mayor división del tiempo geológico (miles de Ma) y se subdivide en *eras*, que pueden abarcar cientos o decenas de Ma; las eras se dividen en *periodos*, que se pueden extender por decenas de Ma y que, a su vez, se subdividen en *épocas*, que se prolongan por varios Ma; y las épocas, finalmente, se dividen en *edades*, que suelen durar unos pocos Ma (ICOG, 2025).

En el cuadro que se sitúa al final de este capítulo, elaborado en base a la aportación de Cohen y otros (2013), se señalan sucintamente las principales categorías de la escala de tiempo geológico de la Tierra. Igualmente, nos explayaremos sobre ciertas cuestiones de importancia respecto de la escala que conviene tener presente, para que podamos encarar con mejor sustento los próximos apartados del trabajo en curso.

La historia de la Tierra se clasifica en cuatro *eones* (“una eternidad” en griego), ordenados del más antiguo al más reciente: el *Hádico*, también conocido como Hadeón o Hadeico (nombrado en honor de *Hades*, el dios griego del inframundo); el *Arcaico* (“viejo” o “relativo al principio” en griego antiguo); el *Proterozoico* (“seres vivos anteriores o tempranos” en griego); y el *Fanerozoico* (“seres vivos visibles” en griego). De esta gran categorización podemos subrayar algunas consideraciones relevantes: generalmente se suelen agrupar los eones Hádico, Arcaico y Proterozoico en un mismo supereón denominado *Precámbrico* en vista de la enorme importancia que guarda el registro fósil del periodo *Cámbrico*, primera subdivisión de la era Paleozoica del eón Fanerozoico (volveremos sobre este tópico con más detalle en el próximo capítulo); en estrecha relación, debido a su gran antigüedad, la obtención de material de estudio y evidencias fósiles del supereón Precámbrico (que en conjunto se extiende entre los 4.500 Ma y 541 Ma, o sea, que representa un 88% de la historia de la Tierra) resulta sumamente difícil pues, por ejemplo, los estratos de rocas que se remontan a los eones Hádico y Arcaico suelen encontrarse enterrados a gran profundidad en la corteza terrestre, mientras que

[9] La *Estratigrafía* se define como la rama de la Geología que se ocupa del estudio e interpretación, así como de la identificación, descripción y secuencia tanto vertical como horizontal de las rocas estratificadas; igualmente, se encarga de la cartografía y correlación de dichas unidades de roca, determinando el orden y el momento de los eventos en un tiempo geológico determinado, en la historia de la Tierra (SGM, 2017a).

los que corresponden al eón Proterozoico, aunque mucho más accesibles, se hallan también dispersos en limitadas locaciones a lo largo y ancho de la superficie terrestre; de este modo, se considera que los restos geológicos rescatados del supereón Precámbrico narran la historia del nacimiento y desarrollo primitivo de la Tierra, los orígenes de la vida y de los organismos complejos (DAAL, 2018). En contraposición con esta dificultad, el eón Fanerozoico, que corresponde al intervalo más reciente de la historia del planeta, se encuentra bien representado en los estratos de roca más jóvenes de la corteza terrestre y, por ende, se caracteriza por una significativa abundancia y complejidad de restos fosilizados (Ibíd.); esta abundancia ha llevado a que todos los periodos de las tres eras que componen el eón Fanerozoico (*Paleozoica*, *Mesozoica* y *Cenozoica*) se dividan, a su vez, en épocas y edades (subcategorización que no se encuentra en los otros eones anteriores), dotando al conjunto geológico de una notable complejidad (Ibíd.).

Vale mencionar que, para culminar con esta breve exposición, la escala de tiempo geológico se erige como el resultado actual de varias décadas de trabajo permanente y sigue siendo un proyecto de alcance internacional en constante evolución, por lo que periódicamente se suelen poner a revisión las distintas categorías y, si se presenta nueva evidencia respaldada por el consenso científico, realizar las modificaciones pertinentes a la escala (Ibíd.).

Eón	Era	Periodo	Época	Edad (Ma)
Fanerozoico	Cenozoico	Cuaternario	Holoceno	Actualidad
			Pleistoceno	
		Neógeno	Plioceno	
			Mioceno	
		Paleógeno	Oligoceno	
			Eoceno	
			Paleoceno	66.0
	Mesozoico	Cretácico	Superior	
			Inferior	
		Jurásico	Superior	
			Medio	
			Inferior	
		Triásico	Superior	
			Medio	
			Inferior	251.902
	Paleozoico	Pérmico	Lopingiense	
			Guadalupiense	
			Cisuraliense	
		Carbonífero	Pensilvánico	
			Misisípico	
		Devónico	Superior	
			Medio	
			Inferior	
		Silúrico	Pridoli	
			Ludlow	
			Wenlock	
			Llandovery	
		Ordovícico	Superior	
			Medio	
			Inferior	
		Cámbrico	Furongiense	
			Miaolingiense	
			Serie 2	
			Terreneuviense	541.0
Super Eón	Eón	Era	Periodo	Edad (Ma)
Precámbrico	Proterozoico	Neoproterozoico	Ediacárico	
			Criogénico	
			Tónico	
		Mesoproterozoico	Esténico	
			Ectásico	
			Calímico	
		Paleoproterozoico	Estatérico	
			Orosírico	
			Riácico	
			Sidérico	2500
	Arcaico	Neoarcaico		
		Mesoarcaico		
		Paleoarcaico		
		Eoarcaico		4000
	Hádico			4600

Segunda parte

2.1 Los eones Hádico y Arcaico

Mientras el Sol se adueñaba del 99,8% de la materia disponible en este rincón de la galaxia (NASA, 2025), el resto también comenzó a agruparse a su alrededor chocando entre sí hasta crecer lo suficiente como para que su gravedad les diera forma de esfera, así se originó la Tierra, hace aprox. 4.500 Ma, producto de este proceso de acreción (es decir, el crecimiento por adición de materia) de gas y polvo cósmicos que giraba en derredor del Sol naciente (Viñas Rubio, 2012; Nat Geo, 2023c). Se estima que le tomó unos 10 Ma a la Tierra acumular la mayor parte de su masa (Kotwicki, 2009), y durante esta etapa primigenia sólo se trataba de un cuerpo rocoso extremadamente caliente, semi incandescente, y radiactivo, con una frenética actividad volcánica, un cielo completamente negro, y sometido, además, a los embates de los potentes vientos solares y a un constante e intenso bombardeo de asteroides y cometas de variados tamaños que, merced al calor provocado por las colisiones, ayudaba a mantener la tierra fundida, con una temperatura superficial de más de 1.900℃ (Viñas Rubio, 2012; Sánchez-Santillán y otros, 2014; Quintero, 2018; Scott y Lindsey, 2025). Uno de los mayores impactos ocurrió cuando la Tierra contaba con aprox. 100 Ma: un cuerpo celeste, probablemente otro planeta del tamaño de Marte, esto es, de más de 6.700 km de diámetro (la mitad del tamaño de la Tierra) (Nat Geo, 2024b), denominado *Theia*, chocó contra el planeta y el impacto fue tan devastador que, por un lado, se estima que pudo haber sido la causa de la inclinación del eje terrestre, y por otro, la inmensa cantidad de materia expulsada al espacio fue tal que, al ponerse en órbita, eventualmente se constituyó en el único satélite natural del planeta: la Luna (Kotwicki, 2009; Quintero, 2018). Tras el cataclismo, la Tierra quedó convertida en una masa de magma incandescente, con una temperatura superficial de unos 2.027℃ (Scott y Lindsey, 2025) , rodeada por una turbulenta nube de vapores de silicato (Quintero, 2018), sin embargo, paulatinamente su temperatura fue descendiendo y los gases expulsados por el intenso vulcanismo, en combinación con la vaporización de los cometas y asteroides que continuaban precipitándose desde el espacio, dieron origen a una atmósfera primitiva compuesta predominantemente por nitrógeno, hidrógeno, dióxido de carbono, metano, amoníaco, sulfuro de hidrógeno y vapor de agua (Desonie, 2025), muy semejante a la que tenían entonces Venus y Marte (Viñas Rubio, 2012).

La evidencia ha sugerido que durante esta etapa, hace unos 4.400-4.200 Ma, ya existía agua en la Tierra (Kotwicki, 2009; O'Callaghan, 2022), y que está surgió de dos maneras distintas que bien pudieron obrar de forma complementaria: por un lado, una hipótesis afirma que el vapor de agua ya subsistía en el espacio como tantas otras moléculas estelares y que cuando la Tierra se acrecentó a partir del disco protoplanetario que rodeaba al Sol, simplemente recibió también una ración de aquella masa de agua espacial (Rodríguez y Gómez, 2007); posteriormente, el planeta inició un proceso de desgasificación y el magma soltó grandes cantidades de dicha agua en forma

de vapor, que fue a formar parte de la atmósfera primordial junto con otras sustancias volátiles (Bravo, 2013); por otro lado, una explicación alternativa sostiene que el agua llegó a la Tierra desde el espacio exterior, montada en forma de hielo en cometas y asteroides que provenían de zonas lejanas y frías de la galaxia, y luego, al colisionar contra la superficie, se convirtió en vapor por causa del calor del impacto y pasó a formar parte de la atmósfera primordial junto con otros compuestos livianos (Antón, 2000; Nat Geo, 2023b).

Amén de las incógnitas sobre su origen, con el transcurrir del tiempo la Tierra siguió enfriándose y el vapor de agua que poblaba la atmósfera comenzó a condensarse para formar, primero, gotas que flotaban entre el polvo de azufre volcánico y otras sustancias, y luego nubes, las que eventualmente dieron paso a las primeras precipitaciones, éstas que, en principio, al tocar la superficie ardiente volvían a convertirse en vapor casi de inmediato, pero que, a fuerza de repetición, contribuyeron no sólo a acelerar el proceso de enfriamiento del planeta, sino que también empezaron a deslizarse por la superficie y a acumularse en estado líquido en los huecos y fisuras dejados por el impacto de los bólidos, dando forma a los primeros océanos terrestres (Comellas, 2011; Desonie, 2025).

Durante este periodo la atmósfera primordial prácticamente no contaba con oxígeno libre (se estima que su presencia apenas llegaba a 1 ppm) (Sutter, 2023; Desonie, 2025); esto no implica que no hubiera oxígeno en absoluto, sino que, dadas sus propiedades químicas específicas vinculadas con una elevada reactividad que facilita su combinación con una gran variedad de elementos para formar múltiples compuestos (como óxidos, sales oxigenadas y, por supuesto, agua), se encontraba formando parte, o bien del océano primitivo, o bien de la corteza terrestre, teniendo una presencia de hasta el 45% en la masa y el 90% del volumen de las rocas de la Tierra, proporciones similares a las que pueden hallarse en las cortezas sólidas de la Luna, Marte, Venus, y otros cuerpos celestes del sistema solar (Antón, 2000). En consecuencia, aún en un periodo en que la desgasificación del océano y del manto liberaban una ingente cantidad de oxígeno, la mayor parte de éste no permanecía de forma libre en la atmósfera como ocurre en la actualidad, sino que era rápidamente absorbido por la litosfera primitiva (Kotwicki, 2009; Sánchez-Santillán y otros, 2014).

Esta etapa inicial de la formación de la Tierra, correspondiente al eón Hádico, remite a un intervalo geológico de difícil acceso para la investigación paleoclimática dada la ausencia de material de estudio, principalmente rocas sedimentarias y volcánicas, por causa del *intemperismo* (a saber: el proceso de desintegración y descomposición de las rocas y minerales presentes en la superficie terrestre por la intervención de la atmósfera, el agua, etc.) y la acción de desgaste de los bólidos extraterrestres (Hessler, 2011; Catling y Zahnle, 2020), no obstante, aún con estas dificultades, se ha podido determinar que durante este periodo se establecieron los cimientos del SC a través de la coexistencia de manera interrelacionada e interdependiente de cinco subsistemas: tres internos, conformados por la corteza terrestre, la atmósfera y

la hidrosfera, todos en una fase de desarrollo incipiente; y dos externos, correspondientes al Sol y la Luna (Sánchez-Santillán y otros, 2014). Como habíamos indicado, el Sol sujeta gravitacionalmente a la Tierra y se erige como su principal fuente de energía, pero durante el eón Hádico (y aún del eón Arcaico y gran parte del Proterozoico) éste se encontraba en una etapa temprana de desarrollo y su brillo era mucho menor que en la actualidad, lo cual tuvo importantes repercusiones en la propia evolución de la Tierra.

Esta problemática se conoce como la *Paradoja del Sol Débil*, y corresponde, en términos sencillos, a un estadio del desarrollo del Sol en que las reacciones nucleares en su interior no lograban todavía un desempeño consistente, por lo que la intensidad de la energía que éste emitía habría sido el equivalente al 70% aprox. de la energía que actualmente llega a la Tierra (Quintero, 2018). El brillo débil del Sol joven, en convergencia con el proceso de enfriamiento global que estaba experimentando el planeta, tendría que haber tenido graves consecuencias para la Tierra, principalmente, un fuerte descenso de la temperatura atmosférica (según ciertos cálculos, ésta debería haber alcanzado un equilibrio de -41℃) que habría provocado que los grandes océanos se congelaran por completo (Bordino, 2022; O'Callaghan, 2022). La paradoja reside en que existen múltiples evidencias de que, a pesar de la baja intensidad de la energía solar, las aguas siguieron fluyendo en estado líquido en gran volumen por el planeta (Ibíd.). Para tratar de dar explicación a esta cuestión se han presentado numerosas hipótesis: a) Una teoría sugiere que las elevadas concentraciones de GEI en la atmósfera primitiva (CO_2 y, sobre todo, metano, que cuenta con una capacidad calorífica más de 20 veces superior que el primero) (Ares, 2016), expulsados por la frenética actividad volcánica, habrían generado un efecto invernadero tan poderoso como para mantener las temperaturas de la superficie lo suficientemente elevadas como para permitir que los océanos se conservaran en estado líquido (Janhunen y otros, 2007; Sánchez-Santillán y otros, 2014; Quintero, 2018). b) Otra explicación ha sugerido que la Tierra se mantuvo caliente merced a la consecución de un albedo planetario considerablemente bajo como producto, por un lado, de la existencia de un área continental más limitada, y por tanto menos reflectante; y por otro lado, el despliegue de una cobertura de nubes más transparente que contaba con una capacidad reflectante muy baja (Hessler, 2011; Catling y Zahnle, 2020). c) Una hipótesis alternativa postula que la Luna, apenas completada su formación tras el impacto provocado por el objeto celeste Theia, se encontraba probablemente unas 15 veces más cerca de la Tierra en comparación con su posición actual y por ello habría causado, por una parte, enormes mareas en la superficie terrestre y tsunamis de más de dos km de altura por sobre el nivel del mar primordial, y por otra parte, fuertes movimientos de empuje y atracción en el interior del planeta, con la consecuente generación de un calentamiento de marea extremo que ayudó a incrementar la actividad volcánica y mantener elevada la temperatura de la superficie por lo menos durante los primeros 100 a 300 Ma de existencia de la Tierra (Sánchez-Santillán y otros, 2014; O'Callaghan, 2022). d) Finalmente, una hipótesis, contrapuesta a las anteriores, ha sugerido que la presencia de un Sol

joven y débil no fue en absoluto una calamidad para la Tierra primitiva, sino una bendición, pues, si el Sol hubiera poseído entre el 92 y 95% de la luminosidad actual durante las primeras etapas de desarrollo del planeta, la energía solar habría sido tan intensa como para impedir que el vapor de agua presente en la atmósfera pudiera enfriarse y condensarse para formar nubes, ni mucho menos precipitaciones, por lo que la Tierra habría compartido probablemente el destino de Venus (O'Callaghan, 2022), quien, como mencionáramos previamente, cuenta con un efecto invernadero tan potente debido a la alta concentración de GEI en la atmósfera y su distancia respecto del Sol que debe soportar temperaturas superficiales superiores a los 450℃ y la imposibilidad de tener agua en estado líquido (Space Place, 2023).

De estas hipótesis, la más aceptada y difundida remite al desarrollo durante el periodo de un robusto efecto invernadero, en tanto ha sido respaldada, en gran medida, por el registro geológico del eón Arcaico, el más antiguo que se conserva y que ha permitido obtener importantes datos paleoclimáticos. A partir de esta información, se ha podido determinar que durante este amplio tramo geológico, el clima era probablemente templado, a pesar de la presencia de un Sol débil, con una temperatura media global de 0 a 40℃, una alta concentración de GEI en la atmósfera (esencialmente metano y CO2), con grandes océanos de agua caliente y una significativa cantidad de evidencia que sugeriría la ocasional formación de glaciares transitorios (Hessler, 2011; Catling y Zahnle, 2020; Lin y Qian, 2022).

Asimismo, en este periodo tuvieron lugar otros acontecimientos que influyeron también en las condiciones climáticas: hacia finales del eón Hádico y comienzos del Arcaico (hace entre 4.100 y 3.800 Ma) se estima que, tras más de 500 Ma de extensión, el intenso bombardeo de cometas y asteroides que asolaban la Tierra disminuyó considerablemente hasta adquirir el tenor de eventos más bien aislados y esporádicos (Viñas Rubio, 2012; Quintero, 2018); además, se han hallado pruebas, escasas pero relevantes, del surgimiento de los primeros continentes durante el eón Arcaico (no ya como meras tierras emergentes por encima del elevado nivel del océano primitivo o islotes desperdigados por su inmensa extensión), sujetos éstos a diferentes configuraciones variables en el tiempo por causa los movimientos de la corteza terrestre en relación con las corrientes convectivas del manto superior (Hessler, 2011; Santoyo, 2016); aparte, aunque la ciencia todavía no ha podido establecer con suficiente precisión cuándo la Tierra desarrollo su propio campo magnético, se estima que ello debió ocurrir durante este mismo intervalo geológico, como mínimo hace unos 3.500 Ma, lo que colaboró en la estabilización de la atmósfera primitiva frente a los permanentes embates de los fuertes vientos solares (Quintero, 2018). A ciencia cierta resulta complicado inferir por intermedio de la escasa cantidad de pruebas de la que se dispone, en que medida estos acontecimientos afectaron la variabilidad climática, sin embargo, en contraposición, una de las grandes certezas con que cuenta la paleoclimatología acerca de este remoto periodo radica en que el surgimiento de la vida marcó un antes y un después en la evolución del SC y del planeta entero.

La aparición de la primera vida en la Tierra representa uno de los misterios más grandes a la que la ciencia aún no ha podido responder, aunque en verdad existen numerosas teorías que han tratado de iluminar la cuestión (Guzmán Martínez, 2018; Michán Doña, 2024). Más allá de la contribución del *vitalismo* (la idea intuitiva de que los seres vivos están dotados de una propiedad especial y mágica que los diferencia de los objetos inanimados) propio de las creencias religiosas (Marshall, 2021), y siguiendo la aportación de Nat Geo (2023d), existen tres teorías principales sobre el origen de la vida en la Tierra: i) Desde la incursión de Aristóteles en la problemática, hace más de dos mil años, se ha difundido por el mundo la hipótesis de la *generación espontánea* o *abiogénesis*, que postulaba que la vida surgió de la materia inerte de forma natural. Se trata de una de las explicaciones más antiguas y duraderas puesto que recién fue refutada científicamente durante el siglo XIX, gracias a los experimentos llevados a cabo por el célebre químico y microbiólogo francés L. Pasteur, que demostraron objetivamente que un ser vivo sólo puede nacer de otro ser vivo preexistente por un proceso de reproducción. ii) A inicios del siglo XX se presentó la teoría de la *panspermia* (“todo” y “semilla” en griego antiguo), obra del químico y físico sueco S. Arrhenius, cuya premisa estriba en que la vida no se origino en la Tierra, sino que provino del espacio exterior, traída por cometas o asteroides, y se desarrollo debido a las condiciones favorables del medioambiente primitivo terrestre. Aunque esta explicación ciertamente no explica el origen de la vida y sólo traslada la incógnita a los confines del cosmos, desde donde las semillas microscópicas de la vida se habrían esparcido en abundancia, sí ha sido respaldada en parte por la ciencia dado que efectivamente se han hallado rastros de precursores de la vida (distintos compuestos orgánicos como los aminoácidos) en numerosos meteoritos que han caído al planeta en las ultimas décadas, por lo cual esta teoría continúa abierta al aguardo de posible nueva evidencia en su favor. iii) La hipótesis más aceptada (cuyo origen se remonta a la obra del bioquímico ruso A. Oparin y el biólogo inglés J. Haldane durante la década de 1920) sugiere que los primeros seres vivos de la historia surgieron a partir de procesos químicos posibilitados por las condiciones favorables que imperaban en la Tierra primigenia; ésta remite más precisamente a la existencia de una *sopa primordial* conformada por la particular disposición del mar primitivo, con aguas calientes (los cálculos señalan que probablemente se encontraba a una temperatura de aprox. 44℃) y una composición química y física especialmente propicia para la producción no biológica de moléculas orgánicas (Bravo, 2013). Esta teoría ha sido apoyada por múltiples experimentos científicos, siendo el más célebre el realizado por los químicos estadounidenses S. Miller y H. Urey en la década de 1950, quienes en el laboratorio replicaron las condiciones físico-químicas del medio ambiente primordial y lograron crear compuestos orgánicos como aminoácidos e hidroxiácidos, y aunque luego se comprobó que el experimento tenía serias fallas, allanó el camino para nuevas pruebas que siguieron fortaleciendo la teoría. En la actualidad el misterio se ha enfocado principalmente en la búsqueda de LUCA (acrónimo en inglés de *Last Universal Common Ancestor*), el *Último Antepasado Común Universal* de todos los seres vivientes que alguna vez existieron en la Tierra, y varios estudios basados en el

análisis de los genes de fósiles microbianos y la comparación de los genes de los genomas de especies vivas en pos del recuento de las mutaciones acumuladas a lo largo del tiempo, han sugerido que LUCA vivió hace aprox. 4.200 Ma, que se trataba de un acetógeno anaeróbico de grado procariota[10] (un tipo de microorganismo que genera acetona como producto final de su metabolismo, partiendo de la reducción de CO2 con hidrógeno) y formó parte de una comunidad microbiana alojada en un ecosistema temprano moderadamente productivo (Moody y otros, 2024; Parra, 2024).

Desde la perspectiva de la evidencia fósil concreta, los restos de vida más antiguos se remontan a hace aprox. 3.700-3.500 Ma y corresponden a los *estromatolitos*, unas estructuras minerales laminadas fosilizadas construidas por la actividad de microorganismos sencillos como las colonias de bacterias, sin embargo, existe una controversia respecto de la especie específica de bacteria responsable de la elaboración de estromatolitos: tradicionalmente éstos se asociaron con la labor de las *cianobacterias*, los únicos organismos procariotas que realizan la fotosíntesis oxigénica (el proceso de obtención de energía biológica a partir de la síntesis del CO2 y el agua con ayuda de la luz solar que libera oxígeno como subproducto), pero la investigación ha sugerido que, junto con otros tipos de estructuras sedimentarias inducidas microbianamente, también podrían haber sido elaborados por otra especie de bacterias, como los *fotótrofos anoxigénicos* (aquellos que emplean un tipo de fotosíntesis que en lugar de agua, se basa en sustancias como el sulfuro de hidrógeno o el arsénico y, por ende, no liberan oxígeno, sino otros elementos como el azufre o los arseniatos) o los *metanótrofos* (aquellos que pueden utilizar como fuente de carbono y energía metabólica el metano) (Bravo, 2013; Demoulin y otros, 2019). A su vez, esta controversia encierra, por una parte, una segunda controversia, la cuestión sobre qué tipo de fotosíntesis apareció primero, la que produce oxígeno como desecho (oxigénica) o la que no libera oxígeno (anoxigénica), pues tradicionalmente se ha estimado que la segunda fue precursora de la primera, aunque varios informes recientes han puesto en duda dicha afirmación (Dunning, 2016; Cardona, 2019); y por otra parte, aún una tercera controversia: se han presentado importantes discrepancias en la identificación de las cianobacterias en el registro fósil temprano dado que unos estudios han sugerido que éste comienza hace unos 2.900 Ma, mientras que otros ubican su origen hace unos 1.900 Ma (Marshall, 2015; Demoulin y otros, 2019). Amén de estas controversias, que todavía siguen abiertas en gran medida, existe pleno consenso en la comunidad científica de que los estromatolitos representan la evidencia fósil más antigua de la presencia de vida en la Tierra, correspondiente a las bacterias de distintas especies, y de que su origen debió ser anterior a los 3.700-3.500 Ma, aunque la determinación de su aparición precisa resulta en extremo difícil por la ausencia de un registro

[10] Una célula *procariota* se define como el organismo unicelular microscópico que carece de un núcleo definido y su material genético se encuentra disperso en el citoplasma; en cambio, la célula *eucariota* se define como aquella que posee un núcleo definido, envuelto en una membrana, donde conserva su material genético (Leakey y Lewin, 1997).

geológico a causa, principalmente, de los catastróficos impactos que produjo la constante caída de cometas y meteoritos; en consecuencia, la vida podría haber surgido en varias ocasiones, sólo para extinguirse rápidamente, a partir de la convulsiva situación que atravesaba aquel distante periodo (Hessler, 2011; Nat Geo, 2023d).

Por otra parte, también subsiste pleno consenso acerca de que la aparición de las cianobacterias, en una época temprana del eón Arcaico, representó un hecho fundamental para la evolución de la Tierra, en tanto que éstas, al colonizar grandes áreas del océano (tiñéndolo de verde), modificaron de forma sustancial la hidrosfera primitiva al alterar las propiedades físico-químicas de las aguas marinas (su albedo, viscosidad, turbidez, la concentración de sales y gases disueltos, entre otros) (Antón, 2000), pero, sobre todo, provocaron un cambio radical en la composición de la atmósfera, acontecimiento conocido como el *Gran Evento de Oxidación* (GOE, siglas en inglés de *Great Oxygenation Event*).

El GOE comprende una liberación masiva de oxígeno molecular (o *dioxígeno*, es decir, la molécula compuesta por dos átomos de oxígeno) durante el periodo Sidérico, a inicios del eón Proterozoico, hace aprox. 2.400 Ma, que ocasionó una serie de cambios fundamentales en el medio ambiente primitivo, y que se estima fue consecuencia exclusiva de los procesos de fotosíntesis oxigénica llevados a cabo por las colonias de cianobacterias (Sánchez-Santillán y otros, 2014; Quintero, 2018). De este modo, desde finales del eón Arcaico, hace aprox. 2.900 Ma, las cianobacterias expelieron enormes cantidades de oxígeno en la atmósfera y, si bien durante cientos de Ma esta producción remanente de su actividad fotosintética fue absorbida principalmente por los océanos y las rocas y minerales de la litosfera (el hierro fue el elemento que mayoritariamente capturó este oxígeno suelto) debido a la alta reactividad del oxígeno, tal como venía sucediendo desde el eón Hádico (Antón, 2000; Sverjensky y Lee, 2010; Lyons y otros, 2021), en un momento dado hace aprox. 2.400 Ma, estos sumideros naturales se saturaron, permitiendo que el dioxígeno se acumulara en grandes volúmenes en la atmósfera. Este profundo cambio de la composición atmosférica tuvo importantes consecuencias: en el largo plazo la progresiva acumulación de oxígeno molecular (que seguiría en los próximos periodos geológicos hasta alcanzar el aprox. 21% de concentración atmosférica de la actualidad) provocó un auténtico salto evolutivo para la vida en el planeta puesto que el oxígeno se convertiría en una gran fuente de energía para las próximas generaciones de organismos vivos que evolucionaran hacia su aprovechamiento, y les permitiría alcanzar nuevos niveles de complejidad, tamaño y proliferación (Shields-Zhou y Och, 2011; Marshall, 2015; Quintero, 2018). En este mismo sentido, el GOE ayudó también a sentar las bases del proceso de formación de la capa de ozono dado que una parte de las moléculas de dioxígeno liberadas por las cianobacterias alcanzaron las zonas más encumbradas de la atmósfera y, por acción de la radiación solar UV, se disociaron y recombinaron para formar moléculas triatómicas de oxígeno, es decir, ozono (O3); está capa gaseosa fungió como un filtro altamente eficiente de la peligrosa radiación UV que ocasiona severos daños al material genético

de los organismos y, así, se convirtió en uno de los factores que también marcaron el rumbo de la evolución de la biosfera, aunque, vale la aclaración, tendrían que transcurrir otros cientos de Ma para que esta incipiente capa de ozono se consolidara por completo (University at Albany, 2002; Sánchez-Santillán y otros, 2014).

En contrapartida, el desencadenamiento del GOE, en el corto plazo, produjo graves impactos tanto en el funcionamiento del SC como en sus principales subsistemas: por una parte, la alta reactividad del oxígeno liberado resultó fatal para las ingentes poblaciones de microorganismos anaeróbicos (aquellos que no utilizan oxígeno en su metabolismo) que dominaban la Tierra primitiva y provocó una significativa crisis biótica (por esta razón al GOE también se lo conoce como la *Catástrofe*, *Crisis* u *Holocausto del Oxígeno*) (Marshall, 2015; Quintero, 2018); y por otra, la Gran Oxidación propulsó un crecimiento explosivo en la diversificación de los minerales de la litosfera pues muchos elementos, tras la liberación de dioxígeno, pasarían a preservarse abundantemente en formas hidratadas y oxidadas como consecuencia de los procesos dinámicos del manto y la corteza (Sverjensky y Lee, 2010). Amén de estos efectos, desde una perspectiva más amplia existe pleno consenso acerca de que el GOE afectó seriamente el clima arcaico y desempeñó un papel crucial en el desarrollo de la primera gran era glacial que experimentó la Tierra.

2.2 Las eras Paleoproterozoica y Mesoproterozoica

El clima global, como bien mencionáramos, durante el tramo final del eón Arcaico fue predominantemente cálido de invernadero, con una temperatura media global templada, una alta concentración de GEI en la atmósfera y la ausencia de masas de hielo en la superficie, sin embargo, estas condiciones cambiaron brusca y radicalmente en los albores del eón Proterozoico, hace aprox. 2.400 Ma, cuando la temperatura atmosférica según han sugerido ciertos estudios descendió hasta los -50℃ (Viñas, 2020), y la mayor parte de la superficie terrestre, tanto océanos como continentes, sobrepasando las latitudes templadas, se cubrió con una gruesa capa de hielo (Comellas, 2011; O'Callaghan, 2022). La transformación del clima ocurrió en un corto lapso de tiempo, en términos geológicos, debido principalmente a la retroalimentación positiva provocada por el hielo, proceso por el cual éste, por su alto índice de reflectividad, induce un descenso de la temperatura al reflejar la radiación solar, lo que luego ayuda a producir más hielo y un mayor descenso de la temperatura por causa del aumento en el reflejo de la radiación solar, de manera que se genera un ciclo creciente que, bajo las condiciones ambientales adecuadas, podría hacer que el avance de las capas de hielo fuera prácticamente imparable (Quintero, 2018; Scott y Lindsey, 2025).

Este fenómeno fue el primero y más largo de su clase respaldado por el consenso científico (anteriormente citamos que varias investigaciones presentaron evidencias de la probable presencia de glaciares durante el eón Arcaico pero en la actualidad estas hipótesis no han recibido aún una confirmación formal y se mantienen como posibilidades remotas) (Catling y Zahnle, 2020; Hoffman y Bindeman, 2023), y se denominó como *Glaciación Huroniana* (cuyo nombre proviene de la evidencia geológica hallada cerca del lago Hurón de Ontario, Canadá, aunque también en algunos trabajos se conoce como *glaciación Makganyena*), la cual se desarrolló entre los periodos Sidérico y Riásico de la era Paleoproterozoica (Anguita, 2005; Geo Enciclopedia, 2023). En este sentido, esta primera era glacial se considera, de acuerdo con numerosos estudios, no solamente un proceso de glaciación, sino que manifiesta todas las características excepcionales de un episodio de *Tierra Bola de Nieve* (TBN), el estado climático más extremo de los tres que ha atravesado regularmente el planeta (Marshall, 2010; Viñas, 2020; Summerhayes, 2023). Empero, está cualificación también ha sido objeto de considerables críticas por parte de algunos sectores científicos; fundamentalmente se ha hecho hincapié en que, de acuerdo con los cálculos geofísicos, sí efectivamente la Tierra se hubiera transformado en una bola de nieve por el avance de los glaciares hasta más allá de los 30° de latitud, el proceso de congelamiento habría sido irreversible por causa de la mencionada retroalimentación positiva generada por el hielo y, por tanto, la Tierra habría permanecido congelada para siempre (Comellas, 2011; Quintero, 2018).

Durante más de 300 Ma la Tierra estuvo cubierta de hielo, lo que implicó la extinción de una gran parte de las formas de vida que existían en aquel entonces, aunque no su fin por completo, pues se estima que, por más que la mayor parte del océano primitivo se hubiera congelado, en ciertas zonas profundas de las latitudes próximas al ecuador el agua se mantuvo en estado líquido y con una temperatura no demasiado fría, convirtiéndose así en un refugio que aseguró la supervivencia de una importante cantidad de microorganismos (Comellas, 2011; Sánchez-Santillán y otros, 2014).

Detrás de las posibles causas que provocaron la era glacial Huroniana, sobresale respaldada por la investigación científica y el consenso general la contribución clave del GOE, en tanto se ha sugerido que la liberación masiva de oxígeno en la atmósfera como subproducto de la actividad fotosintética llevada a cabo por la ingente población de cianobacterias que dominaba los océanos primitivos, ocasionó un dramático debilitamiento del robusto efecto invernadero que había mantenido las temperaturas globales elevadas a pesar de la presencia de un Sol joven y débil; esta decisiva intervención medioambiental habría concurrido por dos vías relacionadas y en simultáneo: de manera directa, las cianobacterias eran ávidas consumidoras de CO2 y habrían causado un fuerte descenso de la concentración de este gas en la atmósfera; y de manera indirecta, el oxígeno liberado impulsó un intenso proceso de oxidación del abundante volumen de metano que predominaba en la atmósfera arcaica, facilitando su reconversión en agua y CO2, y esta brusca sustitución de metano por CO2, un compuesto hasta 20 veces menos potente como GEI, acabo produciendo un descalabro del robusto efecto invernadero y la consecuente caída de la temperatura global (Sánchez-Santillán y otros, 2014; Quintero, 2018; Scott, 2021). A pesar de que esta hipótesis ha sido tradicionalmente la más aceptada dentro de los círculos académicos, también se ha indagado en otras posibles alternativas: algunos informes han sugerido que efectivamente un debilitamiento general del efecto invernadero desencadenó la superglaciación pero indican que éste no fue causado por agentes biológicos, sino por un fuerte descenso del nivel de CO2 en la atmósfera motivado por su absorción por parte de las rocas de silicato presentes en la superficie terrestre y el fondo marino a través de un proceso generalizado de meteorización, aunque estos trabajos admiten que todavía se desconoce al desencadenante exacto del proceso (O'Callaghan, 2022); asimismo, tampoco se han descartado las explicaciones que apuntan a la incidencia de fenómenos cósmicos en la producción del evento y, por un lado, estiman que el impacto de un gran asteroide habría ocasionado que una densa capa de aerosoles cubriera la atmósfera y bloqueara el ingreso de la radiación solar, generando consecuentemente un enfriamiento generalizado, el cual fue reforzado por la citada retroalimentación positiva del manto de hielo; y por otro lado, se ha especulado con que la Tierra durante este periodo atravesó una espesa nube de polvo interestelar que habría reducido considerablemente la penetración de radiación solar y, por tanto, se habría originado un gran enfriamiento global (Viñas Rubio, 2012); por lo pronto, ninguna de estas dos

últimas hipótesis han presentado evidencias suficientes como para ser tenidas en cuenta por la comunidad científica.

En cuanto a las causas que precipitaron el final de la era glacial Huroniana, tampoco se conocen con precisión, pero el grueso de la investigación ha planteado que eventualmente se produjo un importante incremento de la actividad volcánica, expulsando grandes cantidades de GEI a la atmósfera, y ello provocó que gradualmente se elevaran las temperaturas medias globales, con lo cual los hielos se fundieron y los glaciares finalmente retrocedieron, liberando en el proceso una energía de fusión tan alta que probablemente se habrían generado numerosos huracanes de enorme magnitud y poder destructivo alrededor del globo por un largo periodo de tiempo (Quintero, 2028; Scott y Lindsey, 2025).

De esta manera, el episodio de TBN desatado en la transición de los eones Arcaico y Proterozoico, tras cientos de Ma de persistencia, fue cediendo y el planeta volvió a establecerse progresivamente en un estado climático cálido de invernadero, dando así inicio a un inusitadamente largo intervalo de estabilidad climática denominado sarcásticamente como los *Mil Millones de Años Aburridos*.

En efecto, entre los periodos Estatiense y Toniano del eón Proterozoico (hace aprox. entre 1.800 y 800 Ma), se produjo el llamado *Boring Billion* (BB) (*Mil Millones [de años] Aburridos*, en castellano), un largo periodo que, según sugiere la evidencia geológica, estuvo caracterizado por la ausencia de cambios climáticos drásticos, un nivel de oxígeno atmosférico que se mantuvo relativamente bajo y sin perturbaciones significativas, los océanos con bajos niveles de nutrientes y *euxínicos* (condición que se manifiesta cuando las aguas mantienen una baja concentración de oxígeno -estado de *anoxia*- y un alto nivel de sulfuro de hidrógeno libre -estado *sulfídico*-), y un ritmo de evolución de la vida notoriamente suave (Mukherjee y otros, 2018; Santosh y Groves, 2023). En este sentido, para tratar de develar las causas que propiciaron que tanto el clima como el nivel de oxígeno se conservaran tan estables durante tanto tiempo, varios estudios recurrieron al empleo de modelos climáticos basados en simulaciones por computadora para reconstruir las condiciones ambientales del periodo y determinaron que probablemente la concentración de CO2 atmosférico fue unas 20 veces superior a los niveles actuales y las temperaturas medias globales de la superficie se establecieron entre los 19-20℃, generando un clima tan cálido qu e impidió la formación de glaciares a gran escala incluso en las regiones continentales ubicadas en latitudes polares (Liu y otros, 2017).

Desde otra perspectiva, un importante corpus de investigaciones ha indicado que este tramo geológico no fue en verdad “tan aburrido” como tradicionalmente se ha señalado (Santosh y Groves, 2023), puesto que se sucedieron varios acontecimientos que serían decisivos para el futuro desarrollo de la Tierra, por ejemplo, unos informes han planteado que la presión por tener que sobrevivir en un ambiente tan hostil en términos de

escasez de nutrientes y oligoelementos impulsó un importante número de innovaciones evolutivas en la vida existente, como el origen de los organismos multicelulares y la reproducción por vía sexual (Dunn y Liu, 2017; Mukherjee y otros, 2018), pero fundamentalmente, durante la transición de las eras Mesoproterozoica y Neoproterozoica, se produjo un intervalo crucial de innovación biológica y diversificación filogenética[11] pues, a pesar del registro fósil irregular, se ha estimado que varios clados[12] de eucariotas multicelulares experimentaron una gran divergencia y diversificación, como los hongos, y, especialmente, las algas rojas y verdes (Gibson y otros, 2018; Tang y otros, 2020; Li y otros, 2023). Las algas, que comprenden la amplia diversidad de organismos autótrofos, en base a procesos de fotosíntesis (desde los unicelulares microscópicos hasta los pluricelulares que pueden alcanzar decenas de metros de longitud, y que, a grandes rasgos, se dividen en rojas, verdes y pardas), que habitan preferentemente en ambientes acuáticos, tanto de agua salada como dulce (aunque ciertas especies pueden habitar ambientes terrestres), y que se diferencian de las plantas por su estructura simple, dado que carecen de raíces y tejidos conductores (Macaya Horta, 2022a), rápidamente dominaron la bioproductividad marina y desempeñaron un papel clave en la complejización de los ecosistemas globales (Tang y otros, 2020). Algunos de los fósiles más antiguos de algas, cuya datación guarda un alto grado de confianza, corresponden a este intervalo de transición entre las eras Mesoproterozoica y Neoproterozoica: *Bangiomorpha pubescens* (1.050 Ma), un espécimen de alga roja, y *Proterocladus antiquus* (1.050 - 950 Ma), un fósil de alga verde (Gibson y otros, 2018; Li y otros, 2023); y desde su origen todas se caracterizan, al igual que los demás grupos del reino Vegetal o *Plantae* (que incluye a las plantas terrestres), por la posesión de *cloroplasto primario*: explicado de modo muy sencillo, los *plastidos* consisten en un tipo de estructura membranosa, u *orgánulo*, localizado dentro de la célula vegetal o algal que contiene material genético (ADN) y se autorreplica dividiéndose por un proceso conocido como *fisión binaria* (básicamente, de manera asexual, la célula madre se divide en dos células hijas genéticamente idénticas), y pueden desempeñar distintas funciones para la célula; puntualmente, dentro de este grupo, los *cloroplastos* (del griego “chloros”, que significa “verde”) son la base del proceso de fotosíntesis oxigénica que nutre a la célula (Dr. Biology, 2017; Hermsen, 2019). Aunque inicialmente la idea fue tomada con escepticismo, en la actualidad dentro de la comunidad científica se encuentra plenamente aceptado que los cloroplastos son descendientes de cianobacterias, y que surgieron por un proceso denominado *endosimbiosis*, el cual refiere, a grandes rasgos, a que una cianobacteria antigua, en algún momento, fue engullida por otra célula pero, en vez de ser digerida, esta cianobacteria siguió viviendo

[11] La *filogenia* comprende las relaciones de parentesco entre especies, mientras que la *filogenética* se define como la disciplina de la biología encargada de descubrir dichas relaciones (Sánchez Amador, 2020b).

[12] En biología, un *clado* refiere a un grupo de seres vivos formado por una rama filogenética que está constituida por una especie y todos sus descendientes (Ibíd.).

dentro de aquella célula engullente porque ambas comenzaron a beneficiarse mutuamente (la célula huésped pudo haber recibido alimentos u oxígeno de la cianobacteria, mientras que está última pudo obtener en compensación un entorno protegido o CO2 de parte de aquella), estableciendo así la base de la relación endosimbiótica (palabra que se compone de los vocablos griegos “endon”, “syn” y “biõsis”, que significan “dentro”, “juntos” y “vivos”, respectivamente); luego, a lo largo de muchas generaciones, las ventajas otorgadas por la endosimbiosis implicó que sus descendientes perdieran ya la capacidad de vivir por separado (Tomitani, 2006; Falcón y otros, 2010; Hermsen, 2019); por consiguiente, el cloroplasto vegetal y algal se considera primario porque desciende de esta unión original entre célula huésped y cianobacteria, misma que pudo haber ocurrido, según han sugerido diferentes estudios en base a la utilización de la técnica de reloj molecular,[13] hace aprox. entre 1,325 y 1,25 Ga (miles de millones de años), hacia finales de la era Mesoproterozoica (Gibson y otros, 2018; Li y otros, 2023). Posteriormente, se produjeron más eventos endosimbióticos que posibilitaron la propagación de diferentes taxones eucariotas y, por ello, muchas especies de algas fotosintéticas no pertenecientes al reino Plantae (como las algas unicelulares diatomeas y dinoflageladas) poseen cloroplastos *secundarios* (producto de la unión de una célula con otra que ya tenía un cloroplasto primario) e, incluso, en algunos casos ciertas especies poseen cloroplastos *terciarios* (producto de la unión entre una célula con otra que, a su vez, tenía un ancestro que se había unido con otra célula, cuyo ancestro también se unió en el pasado con una cianobacteria); en conjunto, esta serie de eventos endosimbióticos que presumiblemente dieron origen a los orgánulos eucariotas como cloroplastos, y también mitocondrias (encargadas de producir la mayor parte de la energía que consume la célula mediante la conversión de nutrientes, además de otras funciones esenciales), a partir de procariotas que previamente vivían libres y que luego se estabilizaron como elementos intracelulares permanentes dentro de células eucariotas primitivas, se conoce como *Teoría Endosimbiótica* (Tomitani, 2006; Hermsen, 2019; Megías y otros, 2025).

El origen y diversificación de las algas constituye un acontecimiento sumamente significativo por sus implicancias en el enriquecimiento de la biosfera primitiva, ya que pronto se convirtieron en la base alimenticia para la biota marina, y el funcionamiento del SC, por su aporte crucial a la concentración de oxígeno y CO2 en la atmósfera (Macaya Horta, 2022b; Andersen, 2025), pero también por razón de que, en el próximo eón, su evolución daría paso al nacimiento de las primeras plantas terrestres (Rubinstein y Vajda, 2019; Vázquez Chimalhua, 2023).

[13] Un *reloj molecular* consiste en una técnica genética que permite datar cuando divergieron dos especies a través del número de diferencias entre secuencias concretas de sus moléculas de ADN, ARN o proteínas, partiendo de la idea de que algunos cambios evolutivos, como las mutaciones neutras, suceden regularmente en el tiempo, de forma similar al funcionamiento de un reloj. Vale aclarar que la utilización de un reloj molecular requiere de su calibración previa con otras técnicas de datación como el registro fósil (Marcos-Merino y otros, 2017).

Por otra parte, de manera similar, se ha podido determinar que la actividad geológica prosiguió su curso durante el mentado BB y que la formación de algunos de los depósitos minerales más valiosos del mundo corresponden a este periodo, así como la evolución tectónica de los primeros supercontinentes (Santosh y Groves, 2023).

De acuerdo con la teoría tectónica de placas, la litosfera, la capa más externa de la Tierra compuesta por la corteza y el manto (cuyo espesor varía entre los 100 y 280 km de profundidad bajo los continentes, y entre los 50 y 150 km bajo los océanos), se divide en grandes placas rocosas, que se encuentran encima de la capa de roca parcialmente fundida denominada *astenósfera* (cuyo espesor varía entre los 75 y 100 km de profundidad) y debido a las corrientes de convección[14] producidas por el calor y la presión del interior de la Tierra se desplazan lentamente, ya sea alejándose, colisionando o solapándose entre sí; esta interacción entre placas resulta responsable de la creación de los principales accidentes geográficos (montañas, volcanes, fosas marinas, etc.) y terremotos (Nat Geo Society, 2025). Si bien los procesos de la tectónica de placas han estado funcionando sin interrupción desde prácticamente el nacimiento del planeta en la medida en que la litosfera se enfrió, se solidificó y fue fracturada por las corrientes de convección del manto (USGS, 2008), durante este tramo geológico, el eón Proterozoico, comenzó a cobrar una particular relevancia por su influencia en la formación de los más importantes supercontinentes, es decir, las vastas masas de tierra que agrupan la mayor parte o la totalidad de los continentes de la Tierra (Condie, 2022).

Respecto de esta última cuestión, la investigación ha estimado que la probabilidad de que todos los bloques continentales del planeta se desplacen juntos para formar una única masa de tierra resulta extremadamente baja, por ello se explica que en los más de 4.500 Ma de historia de la Tierra se tengan evidencias concretas de tan pocos casos (Zhao y otros, 2018; Pester, 2024). Está baja probabilidad de ocurrencia, empero, no resta importancia a los supercontinentes pues éstos han tenido a lo largo del tiempo una influencia clave en la constitución de la variación climática, tal como manifiesta la teoría del *ciclo de los supercontinentes* (que ya habíamos citado brevemente con antelación), la que argumenta que los episodios relativamente regulares de ensamblaje y ruptura de los supercontinentes ha tenido un fuerte impacto en la variación del nivel del mar y la concentración de CO2 globales, coincidiendo los primeros procesos con periodos de enfriamiento climático y los segundos con intervalos de calentamiento climático por causa de complejos mecanismos vinculados esencialmente con el vulcanismo y la meteorización (Nance, 2022).

[14] Las *corrientes de convección* son las corrientes de materiales que se producen en el manto terrestre por las diferencias de temperatura y de densidad de los materiales, y la acción de la gravedad (los materiales más calientes ascienden en dirección a la superficie, ya que son más ligeros; mientras que los materiales más fríos son más densos y más pesados, por lo que descienden hacia el núcleo terrestre). Estas corrientes son las encargadas de desplazar no sólo los continentes, sino todas las placas litosféricas que se encuentran por encima del manto (LIFEDER, 2022a).

Particularmente, durante los mil Ma que duró este periodo se desarrollaron dos de los supercontinentes más importantes: una de las primeras configuraciones se denominó *Columbia*, que se formó hacia el término de la era Paleoproterozoica (hace aprox. 1.700 Ma) y acabó desmembrándose hacia mediados de la era Mesoproterozoica (hace aprox. 1.450 Ma); las indagaciones geológicas estiman que Columbia habría tenido cerca de 12.900 km de longitud de norte a sur y unos 4.800 km de extensión en su parte más ancha (Santoyo, 2016). Tras un largo espacio de tiempo se conformó el supercontinente *Rodinia*, durante la era Neoproterozoica (hace aprox. 1.000 Ma) y terminó fragmentándose hacia mediados de esta misma era (hace aprox. 700 Ma) (Pester, 2024); aunque aún se desconoce su tamaño preciso, se calcula que estuvo formado por la unión de ocho continentes menores (Santoyo, 2016) y, lo más relevante, también se ha sugerido que Rodinia fue probablemente el primer supercontinente *verde* de la Tierra debido a la notable diversificación de las formas de vida eucariota que atestiguaban los mares en su derredor, en donde proliferaron las algas verdes más antiguas conocidas y los líquenes, grupos ambos que, junto con las poblaciones microbianas y de hongos, al expandirse hacia tierra adentro modificaron significativamente los procesos de meteorización y contribuyeron al desarrollo de los perfiles de suelos y el entorno terrestre propicio para lo que sería la futura colonización por parte de organismos más complejos como plantas y animales durante el siguiente eón (Shields-Zhou y Och, 2011; Sabadell, 2022; Frumkin y Chipman, 2024). El proceso de desintegración de Rodinia posibilitó la conformación de tres bloques continentales separados (llamados los principales como *proto-Laurasia* y *proto-Gondwana*, más el cratón[15] continental del Congo, los cuales se volverían a juntar nuevamente durante el próximo eón para constituir el supercontinente *Pangea*) y marcó el final del BB para dar comienzo, en oposición, a uno de los periodos más agitados de la historia de la Tierra. Igualmente, vale mencionar que varios estudios han advertido sobre la presencia de un tercer supercontinente durante este periodo denominado *Pannotia*, el cual habría agrupado a la mayor parte de los territorios continentales en una configuración polar (específicamente centrada en el polo sur) desde mediados del periodo Ediacárico (hace aprox. 600 Ma) y acabo desintegrándose luego de una corta existencia a comienzos del periodo Cámbrico (hace aprox. 541 Ma), aunque por lo pronto se trata sólo de una hipótesis no respaldada por la comunidad científica, que se ha visto envuelta en una fuerte controversia con argumentaciones tanto a favor como en contra (Nance y otros, 2022).

[15] El *cratón* corresponde a una zona estable de la corteza continental que durante mucho tiempo no experimentó demasiada actividad orogénica o tectónica de placas (SLB, 2022).

2.3 La era Neoproterozoica

Hacia mediados de la era Neoproterozoica (1.000-541 Ma), tras el prolongado intervalo de inusitada estabilidad climática, biológica y geológica, la Tierra experimentó una de sus etapas más convulsionadas por causa de la concatenación de tres eventos decisivos para su futura evolución: en un tramo de aprox. 300 Ma, relativamente corto en términos geológicos, se produjo el *Evento de Oxigenación del Neoproterozoico* (NOE, siglas en inglés de *Neoproterozoic Oxygenation Event*), la segunda gran etapa de liberación masiva de oxígeno molecular en la atmósfera luego del GOE, desarrollado a finales del eón Arcaico; seguidamente, durante el periodo Criogénico, se desató la segunda era glacial plenamente documentada del planeta, la más importante en cuanto a magnitud, que culminó en varios sendos episodios de TBN; y posteriormente, hacia el final de la era, se produjo la aparición de la denominada *Biota de Ediacara*, un novedoso estadio del desarrollo de la vida en la Tierra caracterizado por una significativa escalada en el nivel de complejidad y de innovación evolutiva de los organismos pluricelulares, el cual de convirtió, a la postre, en un augurio de la explosión de diversidad que acontecería en el próximo periodo geológico. Estos acontecimientos principales se manifestaron prácticamente en simultáneo, conformando un complejo entramado de interdependencias y relaciones causa-efecto que marcó decisivamente el desenlace del supereón Precámbrico.

- El Evento de Oxigenación del Neoproterozoico (NOE)

Tras el desarrollo del GOE, hace aprox. entre 2.400-2.100 Ma, si bien la proporción de oxígeno molecular en la atmósfera tuvo un considerable aumento (estimado en tres órdenes de magnitud según fuentes especializadas) (Campbell y Squire, 2010), éste continuó siendo relativamente bajo en comparación con los niveles actuales (Lyons y otros, 2021). Esta condición, tal cual mencionáramos, se mantuvo prácticamente invariable durante el mentado BB hasta que a finales del periodo Tónico (hace aprox. 800 Ma) se produjo un nuevo proceso de liberación masiva de oxígeno molecular en la atmósfera que se extendió probablemente hasta los comienzos del periodo Ediacárico, hace unos 630 Ma aprox. (Liu y otros, 2019). Este segundo episodio se denominó NOE, y a lo largo de su extensión se estima que la oxigenación ambiental aumentó a niveles superiores al 10% del nivel atmosférico actual (Casado, 2021), una concentración suficiente como para sustentar la vida animal y ventilar los océanos profundos (Och y Shields-Zhou, 2012).

Respecto de las posibles causas que motivaron el fenómeno, de manera similar a lo acontecido con el GOE, se ha estimado que el NOE también fue impulsado por la actividad biológica, aunque las relaciones de causa y efecto no parecen tan claramente definidas como sí lo estaban durante el desarrollo

de su predecesor; por consiguiente, la hipótesis más aceptada en el ámbito académico sostiene que la rápida erosión de las grandes montañas que se alzaban en el continente Gondwana (remanente de la fragmentación del supercontinente Rodinia, ocurrida hace aprox. 700 Ma) liberó un intenso flujo de nutrientes, principalmente hierro y fósforo, en los ríos y mares circundantes, provocando una proliferación explosiva de las algas y cianobacterias que poblaban estas aguas, y con ello, se produjo consecuentemente un significativo aumento de la tasa de producción de oxígeno fotosintético; además, esta cadena de sucesos se vio favorecida porque durante este periodo la rápida sedimentación causó un gran incremento de las tasas de enterramiento de pirita biogénica[16] y de materia orgánica generada durante la fotosíntesis, por lo que estas sustancias no pudieron volver a reaccionar con el dioxígeno suelto, garantizando así que se consolidara un aumento sostenido del oxígeno en la atmósfera (Campbell y Squire, 2010; Mansor y otros, 2025). Aunque, en efecto, esta hipótesis goza de una aceptación importante, varios estudios han manifestado sus dudas en torno a algunos de sus supuestos fundamentales; sobre todo, persisten las incógnitas acerca de sí el oxígeno molecular, en ascenso y dinámico durante el periodo, fue resultado del notable crecimiento de la productividad primaria marina, como argumenta la teoría, o sí, al contrario, fue el aumento del oxígeno en la atmósfera el impulsor clave de las grandes innovaciones en la ecología eucariota, incluido el surgimiento de los animales, que posibilitaron el excepcional crecimiento de la productividad primaria (Lyons y otros, 2021). Asimismo, los cuestionamientos se mantienen alrededor de otros supuestos importantes, por ejemplo, todavía se desconoce la duración precisa del evento, o bien, si se trató de un proceso global y sincrónico, o si se desarrollo como una serie de episodios asincrónicos y limitados con tendencia acumulativa (Stern y otros, 2013).

Al margen de estos cuestionamientos, el NOE representó, al igual que el GOE, una contribución determinante para que las formas de vida simple dieran un salto de calidad evolutiva hacia organismos más complejos, activos y grandes, merced a los notables atributos del oxígeno como fuente de energía alternativa (Marshall, 2015). Aparte, el NOE también participó del fortalecimiento de las condiciones necesarias para la evolución de la vida desde otra perspectiva, pues la nueva inyección masiva de oxígeno en el medio ambiente alcanzó las zonas más elevadas de la atmósfera y coadyuvó a reforzar la capa de ozono primitiva hasta un nivel suficiente como para proteger la superficie terrestre de la peligrosa radiación solar UV (Sutter, 2023); así se abrió la posibilidad para que los organismos vivos abandonarán su limitación a las aguas oceánicas, donde hallaban protección de las radiaciones más severas, y se pudieran expandir hacia la tierra firme (University at Albany, 2002).

[16] La pirita (FeS2) (conocida popularmente como “oro de los tontos” por su color dorado, muy similar al del metal precioso) es la forma más estable de los minerales de sulfuro de hierro sedimentario (Fe-S), que constituyen el tipo más abundante de minerales sulfurados en la superficie terrestre, y se origina mediante el proceso biológico de reducción microbiana de sulfato, de allí que también reciba el nombre de *pirita biogénica* (Mansor y otros, 2025).

- La era glacial Criogénica

Habiéndose mantenido durante el BB en un estado cálido de invernadero sin prácticamente variaciones importantes, el clima a mediados del periodo Tónico comenzó a cambiar progresivamente hacia un estado frío de casa de hielo, con presencia de glaciares cada vez más importantes hace aprox. 750 Ma (Shields-Zhou y Och, 2011), hasta que finalmente se desató la era glacial de mayor magnitud experimentada por la Tierra con temperaturas superficiales inferiores a los -50℃, la cual abarcó prácticamente todo el p eriodo *Criogénico* (“origen de hielo” en griego), de allí su denominación general, avanzando con gruesas capas de hielo, que cubrieron tanto los territorios continentales como oceánicos, hasta las latitudes tropicales e, incluso, el ecuador (Earle, 2025). De acuerdo con la bibliografía específica, la acometida de las capas glaciares se produjo en dos series principales: la glaciación *Sturtiana* (hace aprox. entre 716-670 Ma) y la glaciación *Marinoana* (hace aprox. entre 650-635 Ma), a las que debe sumarse la glaciación *Gaskiers*, ocurrida hace aprox. 580 Ma, ya en el periodo Ediacárico, que tuvo una duración y alcance limitados (se estima que se prolongó por menos de un Ma y que no alcanzó una propagación global), y otras glaciaciones de menor escala desarrolladas antes de la manifestación de los otros eventos mayores (Shields-Zhou y Och, 2011). Existe un importante consenso entre las distintas investigaciones paleoclimáticas respecto de que las glaciaciones Sturtiana y Marinoana culminaron en episodios consecutivos de TBN, con densas formaciones de hielo cubriendo prácticamente el planeta entero hasta el ecuador, gracias a las retroalimentaciones positivas y los fenómenos geofísicos asociados, mientras que la glaciación Gaskiers se ha considerado como un episodio de *Tierra Bola de Aguanieve*, un hipotético estadio inferior a la TBN caracterizado por una cobertura de hielo no tan densa ni extensa (Baraniuk, 2022).

En cuanto a las causas que generaron tan impresionante giro climático, se han postulado varias hipótesis: la más difundida ha sugerido que la ruptura del supercontinente Rodinia habría impulsado una significativa intensificación de la actividad volcánica que derivó en la conformación de *Grandes Provincias Ígneas* (LIP, siglas en inglés de *Large Igneous Province*), a saber: dramáticos eventos magmáticos de volumen extremadamente grande y corta duración (Eriksson y otros, 2004); a corto plazo, esta intempestiva actividad habría provocado un calentamiento climático generalizado pero, a largo plazo, las enormes masas de roca ígnea (principalmente basalto) dejadas al descubierto desencadenaron un intenso proceso de meteorización que comenzó a atrapar el CO2 atmosférico, secuestrándolo en rocas de carbonato, y esto fue progresivamente debilitando el efecto invernadero que había mantenido las temperaturas elevadas durante el BB (León, 2019; Scott, 2021; Martínez-Juárez, 2023). Otra hipótesis ha propuesto que la reconfiguración continental habría alterado el albedo terrestre al reagrupar las tierras emergentes cerca del

ecuador, donde los procesos de meteorización son más intensos, lo que sumado a la presencia de un Sol aún bastante débil (los cálculos especializados han advertido de la pervivencia de un brillo hasta un 6% menor que en la actualidad) (Anguita, 2005) y la retroalimentación positiva del hielo, aseguraron que el avance de los glaciares se extendiera a casi la totalidad del planeta (Martínez-Juárez, 2023). Una última explicación ha señalado que la evolución de la biota del periodo habría impulsado el proceso de enfriamiento global al consumir grandes cantidades de CO2 atmosférico para abastecer su metabolismo fotosintético y luego depositarlo en el fondo oceánico al completar su ciclo vital bajo la forma de carbono orgánico, razón por la cual se fue debilitando el efecto invernadero y la retención de calor en la atmósfera (Anguita, 2005; Marshall, 2010).

En relación con esta última cuestión, los episodios consecutivos de TBN desarrollados en un periodo de tiempo tan corto (apenas unos cientos de Ma) y separados por breves lapsos de clima templado (Martínez-Juárez, 2023), al igual que lo ocurrido en la era glacial Huroniana, provocaron un importante evento de extinción de la biota del Criogénico (Viñas, 2020; Baraniuk, 2022), y se estima que sólo lograron sobrevivir aquellas especies que se refugiaron en una pequeña porción del océano, localizada en el ecuador, que, o bien no fue alcanzada por el manto congelado y se conservó en estado líquido, o bien quedó cubierta por una capa de hielo lo suficientemente delgada como para preservar el agua líquida debajo y a una temperatura no demasiado fría (Martínez-Juárez, 2023). En este sentido, estás colonias de supervivientes debieron enfrentar condiciones de vida excepcionalmente duras, con un océano anóxico y oscuro por su aislamiento de la atmósfera y la luz solar, y con una elevada concentración de hierro y de sulfuro libre que, comparativamente, habría sido letal para los organismos contemporáneos (Shields-Zhou y Och, 2011), sin embargo, aún en este ambiente tan hostil, la vida no sólo logró perdurar, sino que también pudo progresar en muchos sentidos (Baraniuk, 2022).

Tras más de 100 Ma de pervivencia de un férreo clima de casa de hielo, con repetidos avances y retrocesos de gruesos glaciares hasta el punto de perpetrar varios episodios de TBN seguidos, finalmente hacia el desenlace del periodo Ediacárico (635-541 Ma) comenzó la transición hacia un clima cálido de invernadero (Hiatt y otros, 2020). De acuerdo con la mayoría de las investigaciones paleoclimáticas, las causas que precipitaron el final de la era glacial Criogénica remiten probablemente a la continuidad de la actividad tectónica y volcánica que tiempo atrás había propiciado su inicio; en otras palabras, aún cuando las masas de hielo cubrían la superficie, las placas tectónicas localizadas debajo continuaron moviéndose y colisionando entre sí, mantenimiento una frenética actividad volcánica que siguió liberando CO2 a la atmósfera, el cual paulatinamente se fue acumulando para fortalecer el efecto invernadero; además, este proceso fue favorecido por dos circunstancias adicionales: por un lado, los glaciares impidieron que la luz solar llegara hasta la producción primaria marina y, por ende, se redujo considerablemente la labor fotosintética que consumía CO2 atmosférico; y por otro lado, los procesos de

meteorización natural que también absorbían grandes volúmenes de CO2 atmosférico se ralentizaron en exceso debido a la escasez de lluvias provocada por la presencia permanente de los glaciares (el ciclo hidrológico prácticamente se paralizó por culpa de los bajos niveles de evaporación) y a que la mayoría de las rocas estaban cubiertas por las capas de hielo; de esta manera, se produjo una sostenida acumulación de CO2 en la atmósfera que reforzó rápidamente el efecto invernadero (Scott, 2021; Scott y Lindsey, 2025). Por otra parte, una explicación alternativa ha sugerido que, a pesar de la relevancia de los mecanismos volcánicos y de meteorización, las glaciaciones criogénicas se detuvieron principalmente por causa de la actividad biológica, en el sentido de que las innovaciones evolutivas experimentadas por la biota hacia el final de la era Neoproterozoica, particularmente la aparición de los primeros animales, interrumpió el ciclo de retroalimentación positiva propiciado por la producción primaria de fitoplancton, que al consumir el CO2 atmosférico y mantener una alta tasa de enterramiento de carbono orgánico sostenía el proceso de enfriamiento global; de este modo, los primeros diminutos predadores pluricelulares, de manera directa, diezmaron las colonias de microorganismos que subsistían a través de la fotosíntesis y, de manera indirecta, los forzaron también a innovar biológicamente para sobrevivir, lo cual hicieron desarrollando medidas de protección contra estos predadores microscópicos, como armaduras y ornamentación, y ello condujo a que se afectara su capacidad de producir carbono orgánico, que a su vez derivó, a nivel poblacional, en una importante disminución de la tasa de enterramiento de dicha substancia (Janhunen y otros, 2007); según argumenta está hipótesis, de no haberse producido está compleja evolución de la cadena trófica, no se habría interrumpido el ciclo de enterramiento de carbono orgánico y probablemente se hubiera desatado otra superglaciación en el tramo final del periodo Ediacárico (Ibíd.).

Dejando de lado un momento las incógnitas acerca del final de la era glacial Criogénica, en términos generales, los procesos BGQ puestos en marcha fueron tan exitosos debido a las condiciones dejadas por el retroceso de los glaciares que se produjo un efecto invernadero tan intenso que las temperaturas medias globales no dejaron de aumentar hasta superar aprox. los 32℃ en un lapso de tiempo de apenas unos cuantos miles de años (Scott y Lindsey, 2025). Una de las evidencias más contundentes de este vuelco climático global extremo de una condición de frío polar hacia una de calor tropical, se afinca en la tasa de aumento del nivel del mar registrada tras la culminación de las glaciaciones del periodo Criogénico: según el registro paleoclimático, el incremento de la temperatura fue tan dramático que derritió los glaciares con tal rapidez que los mares aumentaron su nivel a un ritmo de aprox. 30 cm al año (unas 100 veces la velocidad actual) durante un periodo de deglaciación que pudo haber durado apenas entre 2-10 Ka (Myrow y otros, 2018). En este sentido, la investigación ha sugerido que la Tierra, durante la conclusión de la era Neoproterozoica pudo haber intercalado algunas de sus temperaturas más bajas, que en el apogeo de la era glacial podría haber llegado hasta los -50℃, con algunas de las más altas, que podrían haber

superado los 50℃ en la superficie durante la trans ición temprana hacia un clima cálido de *super* invernadero, jamás registradas en un intervalo geológico extraordinariamente corto (Myrow y otros, 2018; Viñas, 2020; Scott y Lindsey, 2025).

- La Biota Ediacara

Como habíamos anticipado en el apartado previo, el cierre de la era Neoproterozoica fue testigo de uno de los intervalos más prósperos de la biosfera precámbrica: de acuerdo con la evidencia geológica, la biota, en general, experimentó una significativa serie de innovaciones y adaptaciones evolutivas respecto de los periodos anteriores (Baraniuk, 2022); en particular, se ha estimado que los primeros linajes animales divergieron de sus ancestros unicelulares durante el periodo Criogénico (Shields-Zhou y Och, 2011), mientras que del periodo Ediacárico se han podido recuperar evidencias del primer movimiento animal, de procesos de biomineralización (la elaboración de conchas duras y espículas),[17] de actividades de depredación y de formación de arrecifes (Janhunen y otros, 2007; Dunn y Liu, 2017). Amén de estas consideraciones generales, indudablemente la faceta más destacada de este intervalo geológico corresponde a la aparición de la denominada *Biota de Ediacara* (BDE), un amplio conjunto de organismos pluricelulares complejos, con cuerpos mayormente blandos y de un inusitado tamaño (algunos especímenes alcanzaron casi los dos metros de longitud) (Ibíd.). La BDE se desarrollo globalmente en un episodio relativamente corto hacia el final del periodo Ediacárico, hace aprox. entre 571-541 Ma; su evolución comenzó con una expansión morfoespacial temprana, seguida de una diversificación taxonómica[18] bastante baja (se han descubierto poco más de cien especies en todo el mundo que incluyen animales, protistas,[19] algas y hongos, entre otros; aunque, en contraposición, esta baja diversificación fue compensada con una disparidad morfológica sorprendentemente alta, con morfologías únicas que no volverían a repetirse jamás) dentro de un morfoespacio confinado, y concluyó

[17] Las *espículas* son corpúsculos calcáreos o silíceos que forman el esqueleto de ciertos animales (RAE, s/f).

[18] La *taxonomía* es la ciencia que se ocupa de nombrar, describir y clasificar sistemáticamente a los organismos vivos (y extintos) en grupos y/o niveles jerárquicos (taxones) como especie, género, familia, orden, clase, filo y dominio, basándose en sus características compartidas (morfológicas, genéticas, etc.) para tratar de entender sus relaciones naturales y organizar la biodiversidad (Pérez Porto y Merino, 2024).

[19] El reino *protista*, o protoctista, es uno de los grupos en que la biología clasifica a los organismos eucariotas que no pueden ser clasificados como animales, plantas ni hongos, y abarca a una diversidad de organismos, generalmente unicelulares o pluricelulares simples (que no forman tejidos especializados) que pueden ser tanto autótrofos como heterótrofos, por ejemplo, las amebas (Raffino y ETECÉ, 2025).

con la extinción de muchos taxones en el límite entre los periodos Ediacárico y Cámbrico (Xiao y Laflamme, 2009). El estudio de la BDE ha sido particularmente difícil debido a que sus propiedades morfológicas rara vez se fosilizan, por lo que la mayor parte de la información recogida corresponde a *fósiles traza*, es decir, los registros de la actividad biológica que aquellos organismos emprendieron en su época, como las huellas y madrigueras que dejaron, más el descubrimiento ocasional del cuerpo de algún espécimen que quedó atrapado en los sedimentos del fondo oceánico (Ashworth, 2025b); de este modo, se han podido identificar especies fascinantes como la *Charnia Masoni* (derivación del sitio de su hallazgo, Charnwood Forest en Inglaterra, más el nombre de su descubridor) (un organismo con cuerpo blando de tipo fronda y gran tamaño semejante a las actuales *plumas de mar*, que creció en el fondo del océano anclado al terreno arenoso y probablemente se alimentaba de los nutrientes presentes en el agua marina); la *Kimberella Quadrata* (“Kimberley -sitio de su hallazgo- pequeña cuadrada” en latín) (un animal de cuerpo parecido al caracol, posiblemente relacionado con los moluscos modernos, con un caparazón redondeado en el exterior que protegía los tejidos blandos del interior y la presencia de un apéndice retráctil tipo trompa, que debido a la ausencia de ojos probablemente vivió en el fondo oceánico); y el género *Dickinsonia* (forma latina del nombre de su descubridor) (una familia de organismos de cuerpos aplanados y de forma ovoide que tenían una longitud de entre unos pocos milímetros hasta casi un metro, pero de un espesor que apenas llegaba a unos milímetros, que presentaban nervios radiales que se distribuían a ambos lados desde una cresta central, y cuya clasificación resulta aún incierta porque ha sido relacionada con medusas, gusanos, corales, entre otros) (Xiao y Laflamme, 2009; Ashworth, 2025b).

A ciencia cierta se desconocen aún las causas precisas que impulsaron esta notable renovación biológica, pero las distintas investigaciones coinciden en que éstas se encuentran relacionadas con el devenir de los otros dos grandes eventos que marcaron el periodo, es decir, las glaciaciones criogénicas y el NOE: respecto de este último, a pesar de que todavía persisten ciertas incógnitas en torno a la temporalidad de ambos acontecimientos, existe pleno consenso en que el aumento y estabilización de flujo de oxígeno en la atmósfera y los océanos facilitó ampliamente la aparición de los organismos pluricelulares complejos y, a la postre, de los animales en abundancia y diversidad (Campbell y Squire, 2010; Shields-Zhou y Och, 2011; Sahoo y otros, 2012). En cambio, el vínculo con las glaciaciones resulta más intrincado puesto que efectivamente las bajas temperaturas, el desplazamiento de las formaciones de hielo y los cambios físico-químicos forzados por ambos causaron un importante nivel de extinción y, por tanto, se convirtieron en un fuerte obstáculo para el desarrollo de la vida, sin embargo, varios estudios han presentado evidencias de que todos los linajes eucariotas modernos sobrevivieron a los episodios de TBN y de que, incluso, los registros fósiles de

la existencia de los primeros metazoos[20] comienza directamente después de la finalización de las glaciaciones del Criogénico (Shields-Zhou y Och, 2011; Dunn y Liu, 2017), por lo que se ha propuesto que éstos aparecieron en el planeta durante el tramo geológico de mayor concentración de hielos (Sahoo y otros, 2012). Siguiendo esta misma línea, otra serie de estudios ha manifestado que, contrariando al sentido común, las glaciaciones fueron fundamentales para el florecimiento de la vida al término de la era Neoproterozoica: por un lado, el avance y retroceso de los glaciares experimentado por la Tierra en tantas ocasiones y en tan corto tiempo modificó sustancialmente los ciclos BGQ de ciertos elementos clave, como el hierro y el fósforo, y contribuyó a que éstos se acumularan generosamente en las plataformas marinas, lo que resultó esencial para la posterior diversificación de múltiples especies en el periodo Ediacárico (Dunn y Liu, 2017; Hiatt y otros, 2020). Por otro lado, las duras condiciones de existencia que debieron soportar los organismos atrapados bajo la capa de hielo (un medioambiente helado, oscuro y anóxico), aunque significó la perdida de muchos, también acabó fortaleciendo a los supervivientes dado que éstos se vieron obligados tanto a modificar sus conductas para volverse más competitivos, como a realizar cambios biológicos para mejorar su adaptabilidad a unos ambientes tan exigentes (Janhunen y otros, 2007); así, por ejemplo, muchos microorganismos se especializaron para poder sobrevivir "boca abajo", esto es, adheridos a la superficie inferior del hielo marino, mientras que otros, para contrarrestar la anoxia del océano comenzaron a buscar refugio cerca de las exiguas corrientes de deshielo que surgían desde las pequeñas áreas de agua abiertas en la superficie y bajaban hasta las profundidades de las plataformas de hielo, donde era constante el flujo de oxígeno y nutrientes; estrategias de supervivencia ambas que aún en la actualidad emplean los microorganismos que habitan en la Antártida (Baraniuk, 2022). Cuando finalmente los hielos se retiraron, la oxigenación de los océanos y la atmósfera posibilitó que estos organismos pudieran aumentar su movilidad y tamaño (Shields-Zhou y Och, 2012). En consecuencia, para muchas especies la era glacial Criogénica, lejos de ser un impedimento, se convirtió en un campo de pruebas para poder mejorar sus estrategias de supervivencia, implementar innovaciones biológicas y dar un paso adelante en la evolución (Dunn y Liu, 2017; Earle, 2025).

De esta manera, con la confluencia de estos tres grandes eventos que aún generan debates y controversias entre la comunidad científica, culminó el supereón Precámbrico, el tramo más extenso de la historia de la Tierra con más de 4.000 Ma de duración, y también el de más difícil acceso para la ciencia y, por tanto, el menos conocido debido a la gran escasez de registros

[20] Los *metazoos*, dentro del reino animal, son aquellos organismos heterótrofos y eucariotas, integrados por varias células que se unen de manera coordinada y con interrelación química, con morfología específica y funciones determinadas, conformando tejidos que reúnen células con igual función, que luego van a formar órganos y éstos aparatos, permitiendo que se cumplimenten las funciones vitales, como la respiración, la alimentación, la locomoción o la procreación (Fingermann, 2013).

fósiles y las considerables transformaciones que han sufrido las rocas a lo largo de tantos Ma (Sposob, 2024). En general, se considera al Precámbrico como el periodo de formación de la Tierra, que a través de distintas etapas pasó de ser una voluminosa masa de roca incandescente, en su origen, a convertirse en un planeta estable y amigable, en comparación con las condiciones hostiles que presentan los demás planetas del Sistema Solar, y por demás extraordinario, el único conocido capaz de albergar agua en sus tres estados, oxígeno libre y vida en abundancia (Antón, 2000). Desde la perspectiva de la Paleoclimatología, durante el Precámbrico la Tierra experimento una importante variabilidad climática observable a escalas de tiempo extensas (cientos de Ma), caracterizado por una alternancia irregular entre climas cálidos de invernadero y climas fríos de casa de hielo, que, en varias ocasiones, acabaron en episodios de TBN (Summerhayes, 2023). Las claves de esta variabilidad se encuentran probablemente ligadas a la significativa evolución que ha experimentado el SC y los subsistemas principales que lo componen, tanto en sus características particulares como en la dinámica de sus relaciones, además de los sucesivos forzamientos y retroalimentaciones que ha afrontado durante el periodo. En este sentido, si bien se ha constatado que la variabilidad climática se ha extendido mucho más allá del final del Precámbrico (tal cual podremos corroborar en los capítulos siguientes), ésta no ha alcanzado los estados extremos que caracterizaron al período de formación de la Tierra, donde las temperaturas alcanzaron valores, por ejemplo, tan elevados como los que subsisten en Venus (en el eón Hádico), o tan bajos como los que se pueden hallar en Marte (en el periodo Criogénico).

2.4 El eón Fanerozoico

Bien mencionamos desde el principio que el eón Fanerozoico, que comenzó hace unos 541 Ma y se extiende hasta nuestros días, se erige como el intervalo, en comparación con los demás eones, más exiguo pero, a la vez, de mayor riqueza y diversidad debido a que conserva un registro fósil abundante y complejo, y se encuentra muy bien representado por las rocas en la superficie terrestre (DAAL, 2018). Dicha riqueza y diversidad también abarca la actividad paleoclimática pues, en un espacio de tiempo tan estrecho (aprox. el 12% de los más de 4.500 Ma de historia terrestre), se han sucedido una cantidad de eventos, transformaciones e irregularidades biofísicas verdaderamente impresionante, aunque, a ciencia cierta, también coherentes con las fluctuaciones que han caracterizado a la dinámica climática de la Tierra. En este sentido, investigaciones recientes han encarado el desafío de reconstruir la evolución de la temperatura media global de la superficie de la Tierra durante el eón Fanerozoico (específicamente los últimos 485 Ma) y, entre sus principales conclusiones, han destacado: a) que la temperatura media superficial ha variado de manera mucho más dinámica de lo que se había supuesto, con unos valores que han oscilado entre los 11℃ y 36℃, y un predominio general de los estados climáticos más cálidos sobre los fríos; b) que la concentración de CO_2 ha sido el factor de control preeminente del clima terrestre durante el periodo; que además éste, en combinación con el albedo del planeta, ha funcionado como mecanismo de compensación del aumento de la luminosidad solar a través del tiempo; y que la sensibilidad del Sistema-Tierra respecto de la relación temperatura media global/CO_2 (a saber: la respuesta de la temperatura a una duplicación de la cantidad de CO_2, incluyendo retroalimentaciones rápidas y lentas) ha sido notablemente constante, manteniéndose en aprox. 8℃ independient emente de si el clima era cálido o frío (Judd y otros, 2024).

En comparación con la extremos climáticos que ha experimentado el planeta durante el Precámbrico (desde los tramos supercalientes del Hádico hasta los episodios consecutivos de TBN del Proterozoico tardío), se estima que el Fanerozoico probablemente ha sido más estable y benigno en cuestiones climáticas, hecho verificable por la extraordinaria proliferación de la vida durante el periodo, no obstante, este último también se ha caracterizado por la ocurrencia de varios eventos y transformaciones de gran relevancia para el desarrollo de la Tierra.

2.4.1 El periodo Cámbrico

El periodo Cámbrico (541-485 Ma), primera etapa de la era Paleozoica (541-251 Ma), representa el punto de quiebre de la historia de la Tierra, y de la vida como la conocemos en general. Hace aprox. 538/39 Ma, y en apenas un par de decenas de Ma, se produjo un brote de innovación evolutiva acelerada (vale mencionar, no obstante, que muchos estudios, cuestionando las hipótesis tradicionales, han calificado el evento como una continuidad de la BDE más que como un brote particular y aislado) (Ashworth, 2025b), en el cual surgieron los principales planes generales de organización estructural, o *filos*, que agruparían a la mayoría de los seres vivos que representan la biosfera actual (Leakey y Lewin, 1997; Salas, 2025). El fenómeno fue de tal magnitud que la comunidad científica no ha dudarlo en denominarlo unánimemente como *Explosión Cámbrica* (EC). El rico registro fósil del periodo sugiere que la vida experimento con un amplio espectro de formas y diseños, algunos realmente extraños y sorprendentes, incluidos los primeros intentos para abandonar las aguas y conquistar la tierra firme (Quintero, 2018). A grandes rasgos, las plataformas marinas se poblaron de pequeños organismos con esqueletos mineralizados (es decir, estructuras duras como huesos, dientes, conchas, caparazones, etc., lo cual además facilitó su proceso de fosilización), de madrigueras cavadas en las capas de roca (Dunn y Liu, 2017), y una importante cantidad de filos que abarca, entre otros, a los *artrópodos* (el mayor grupo de animales invertebrados que existe en el planeta, caracterizados por poseer cuerpos segmentados con un exoesqueleto protector y apéndices articulados -patas, antenas- como, por ejemplo, los crustáceos y los trilobites);[21] los *moluscos* (el segundo mayor grupo de animales invertebrados del planeta, reconocibles por sus cuerpos blandos, de diversos tamaños y que pueden desarrollar, o no, una concha interna o externa, como, por ejemplo, las almejas, los caracoles, las ostras, etc.); los *tardígrados* (una gran variedad de microorganismos invertebrados de cuerpos segmentados y ovalados, ampliamente reconocidos por ser *extremófilos*, es decir, resistentes a condiciones extremas de temperatura, presión, deshidratación o exposición a la radiación ionizante); y, en especial, el género *Pikaia*, un grupo de pequeñas criaturas vermiformes (con cuerpos con forma de gusano aplanado) que probablemente hayan sido las fundadoras del filo de los *cordados* (los organismos que tienen una estructura de sostén en posición dorsal denominada *notocorda*), el cual comprende a todos los vertebrados

[21] Los *trilobites* constituyen una clase extinta del filo de los Artrópodos y fueron las formas dominantes del fondo marino de la era Paleozoica. Éstos tenían el cuerpo dividido en tres lóbulos longitudinales (de ahí su nombre), a su vez divididos en tres regiones transversales: el *cefalón* (la cabeza de contorno semicircular, que podía o no presentar ojos), el *tórax* (formado por una serie de segmentos articulados que probablemente le permitían enrollarse de forma defensiva) y el *pigidio* (la cola, que solía ser una pieza única formada por la fusión de varios segmentos) (MVP, 2016).

posteriores, incluida la especie humana (Leakey y Lewin, 1997; Ashworth, 2025b).

Aún se desconocen las causas precisas de tamaña explosión evolutiva, pero la investigación estima que la continuidad de las condiciones ambientales establecidas al término de la era Neoproterozoica resultó fundamental, a saber: un clima cálido de invernadero (con una temperatura media global 7℃ mayor a la actual), la ventilación y recomposición química de las profundidades oceánicas, y primordialmente una mayor concentración y estabilidad en el flujo de oxigeno en la atmósfera y el océano (Och y Shields-Zhou, 2012; Quintero, 2028; Salas, 2025).

En este sentido, si bien se estima que la desaparición del registro fósil del amplio y diverso conjunto de especies que componían la BDE pudo relacionarse con la discontinuidad de las condiciones ambientales únicas que favorecieron el proceso de fosilización de los organismos de cuerpos blandos, muchos estudios alternativos han propuesto la hipótesis de que su desaparición tuvo como causa principal la intervención del fenómeno evolutivo cámbrico, ya sea por la aparición de animales depredadores que diezmaron las especies del periodo anterior, ya sea por el surgimiento de organismos mejor adaptados que entraron en competencia por los mismos recursos y nutrientes escasos, y que por ello sólo unas pocas especies lograron sobrevivir al cambio de era (Dunn y Liu, 2017; Cabej, 2020). Está cuestión, la desaparición de la BDE y la eclosión posterior de la EC, puso de manifiesto una problemática que ha ido ganando relevancia en el ámbito científico desde hace varias décadas: las fluctuaciones, en ocasiones extremas, que ha experimentado el desarrollo de la vida en la Tierra.

En efecto, si bien se ha estudiado la diversidad biológica del registro fósil desde mediados del siglo XIX, recién durante el siglo XX se comenzaron a observar con creciente interés los fuertes cambios en la rotación de taxones que exhibían ciertos periodos geológicos en particular (Levinton, 2013). A partir de esta evidencia geológica y fósil, la ciencia pudo estimar que la evolución de la vida se ha caracterizado por experimentar distintas expansiones y depresiones, esto es, unos periodos en los que las especies se han diversificado de modo espectacular y otros en los que las especies se han extinguido en similar o mayor magnitud. Dicho de manera sencilla, coincidiendo con la obra fundamental de C. Darwin en el siglo XIX, la investigación ha podido establecer que la vida se desarrolla manteniendo un cierto equilibrio entre la especiación (la creación de nuevas especies) y la extinción (el fin de las especies), por lo tanto resulta natural que las especies se diversifiquen o se extingan de forma periódica, aunque no regular, a lo largo del tiempo (Leakey y Lewin, 1997; Fernández y otros, 2015; Ritchie, 2022). De esta manera, este desarrollo natural de la vida se encuentra marcado por lo que se denomina *extinción de fondo*, una pauta de desaparición continua y gradual que tiene como motor dominante el proceso de *selección natural* descrito por Darwin, el cual manifiesta que las especies compiten entre sí por los recursos y las mejores adaptadas sobreviven, mientras que las que no logran evolucionar acaban por

extinguirse (Leakey y Lewin, 1997; Fernández y otros, 2015); de acuerdo con algunos estudios, las tasas de extinción de fondo suelen mantener una regularidad en el tiempo: algunos cálculos han determinado que un 10% de las especies se pierden cada 1 Ma, un 30% cada 10 Ma, y un 65% cada 100 Ma (Ritchie, 2022). Sin embargo, las evidencias también han sugerido que este ritmo natural ha sido interrumpido en varias ocasiones por episodios de *extinción acelerada o masiva* que provocan grandes crisis bióticas (Leakey y Lewin, 1997); en estos casos las tasas de mortandad resultan sumamente elevadas (un 75% de pérdida de especies, o más) en periodos geológicamente cortos (unos 2 Ma convencionalmente) (Ritchie, 2022). Existe consenso en que estos episodios de extinción masiva han sido raros y escasos en la historia de la Tierra: la obra pionera de D. Raup y J. Sepkoski Jr. en la década de 1980 determinó, luego de analizar la tasa de extinción general de taxones marinos a nivel de familia del eón Fanerozoico, que cinco[22] eventos sobrepasaron el intervalo de confianza unilateral del 99% de la tendencia de la tasa de extinción media, y desde entonces, tras la confirmación por parte de otros numerosos estudios, a estos episodios de extinción masiva se los conoce como los *Cinco Grandes* (*Big Five*, o B5, en inglés), periodos en los que el desarrollo de la vida fue severamente perturbado y, prácticamente, quedó al borde del colapso total (Levinton, 2013; Carmichael y otros, 2019).

La determinación de las B5 ha supuesto un importante avance en el conocimiento del modo en que ha evolucionado la vida en la Tierra y, ciertamente, ha trascendido el ámbito de las ciencias para instalarse en los medios de comunicación masivos y la conciencia popular, empero, también se trata de una cuestión rodeada de controversias pues varios estudios han criticado los procedimientos metodológicos y criterios analíticos en los que se fundamenta la selección, así como en los hechos y acontecimientos que se han omitido por causa de la carencia de un registro fósil completo (por caso, sólo se cuentan los episodios ocurridos en el Fanerozoico, dejando de lado aquellos que posiblemente sucedieron en el Precámbrico, como la desaparición de la BDE); por consiguiente, estás voces manifiestan que, de mediar un ajuste en los criterios analíticos y metodológicos, los eventos de extinción masiva que han azotado la biosfera desde el origen de la Tierra podrían llegar a más de seis, incluso hasta doce (Bambach y otros, 2004; Levinton, 2013; Bentley y otros, 2024).

Está polémica también se ha extendido al tema de las causas que han podido impulsar estos episodios de extinción masiva, dado que tradicionalmente se han asociado a tres tipos de acontecimientos: *biológicos* (que incluyen la depredación de otras especies o la incapacidad de adaptación a entornos cambiantes, por ejemplo, ante la destrucción del hábitat o la introducción de

[22] En realidad, la obra original de Raup y Sepkoski menciona cuatro eventos que superaron la tasa de extinción media, pero éstos agregaron un quinto evento porque, a pesar de no cumplir con dicho criterio, el mismo tenía una presencia tan amplia que se vieron obligados a incluirlo en la lista.

especies invasoras); *climatológicos severos* (que abarcan los grandes cambios ambientales y climáticos, como las glaciaciones, las erupciones volcánicas continuadas o los descensos abruptos del nivel del mar); y *extraterrestres* (que involucra a todas las causas ajenas a la Tierra, incluyendo tanto objetos "volantes" no identificados hasta el momento de su impacto -por ejemplo, los meteoros- como a posibles campos o emanaciones de energía que nos alcancen o atravesemos en el espacio -por ejemplo, la explosión de una estrella-) (Fernández y otros, 2015). En este caso, la controversia radica en que no se ha podido establecer una relación causal clara entre los distintos factores y la ocurrencia de las grandes crisis bióticas, puesto que, si bien la evidencia apoya la explicación de que los episodios de extinción masiva han tenido su causa en el desencadenamiento de grandes cambios ambientales (ya sea con origen biológico, climatológico o extraterrestre), también se han desarrollado en repetidas ocasiones en el planeta periodos de grandes cambios ambientales que no han conducido a episodios de extinción masiva, por lo que el tema involucra un entramado de relaciones más complejo, que aún continúa abierto y plagado de interrogantes (Levinton, 2013; Carmichael y otros, 2019).

De manera similar, convencionalmente se ha entendido a los episodios de extinción masiva que interrumpen el ritmo natural continuo y gradual de las extinciones de fondo, como agentes destructivos que solamente producen un descalabro del desarrollo de la vida y el medio ambiente, y ciertamente a largo plazo éstos han tenido un carácter catastrófico, que ha provocado la pérdida de numerosos grupos de organismos y de ecosistemas, que nunca volverían a ser los mismos, pero la investigación también ha observado que, tras la ocurrencia de grandes extinciones masivas, se han producido breves periodos de aceleración de la diversificación, como si el espacio ecológico se llenara con grupos diversos que reemplazaron a las extinciones recientes, por lo tanto, en términos generales, se ha podido inferir que los episodios de extinción masiva continúan formando parte del orden natural, al brindar significativas oportunidades de evolución y proliferación a nuevas especies, que quizás antes ocupaban un lugar secundario, a través de la extinción en masa de las otrora especies dominantes (Leakey y Lewin, 1997; Levinton, 2013).

A partir de estas consideraciones, si bien en los capítulos anteriores hemos remarcado continuamente la importancia que el desarrollo de la vida ha tenido para la institución del SC, debemos señalar que las extinciones que ésta experimentó también han tenido una influencia de magnitud semejante en la dinámica del SC, sobre todo los episodios de extinción masiva ocurridos durante el eón Fanerozoico han desempeñado un papel clave en la evolución del clima terrestre, como tendremos oportunidad de comprobar en el desarrollo de los próximos capítulos.

2.4.2 Los periodos Ordovícico y Silúrico

El límite entre los periodos Ordovícico (485-443 Ma) y Silúrico (443-419 Ma) de la era Paleozoica temprana fue testigo de una secuencia de grandes acontecimientos que resultaron determinantes para el desarrollo general de este primer gran tramo geológico del eón Fanerozoico: el *Gran Evento de Biodiversificación del Ordovícico* (GOBE, siglas en inglés de *The Great Ordovician Biodiversification Event*); la incipiente colonización de la tierra firme por parte de plantas e insectos; la era glacial Andino-Sahariana; un episodio de extinción masiva; y una posterior recuperación de la vida durante el Silúrico temprano.

De acuerdo con la aportación de Munnecke y otros (2010), el GOBE abarcó gran parte del periodo y cambió para siempre los océanos, estableciendo una nueva agenda para la vida marina, en tanto que:

"El aumento en cascada de la biodiversidad en las jerarquías de especies, géneros y familias fue evidente a nivel global con el alto provincialismo[23] de las faunas del Ordovícico temprano y medio, a nivel regional con el desarrollo de nuevos tipos de comunidades, particularmente en aguas más profundas y dentro y alrededor de los arrecifes, y en tercer lugar a nivel local donde más animales se apiñaron en las comunidades existentes. Los océanos ya no eran extensiones de agua estériles, ahora estaban llenos de fitoplancton y zooplancton, salpicados de floraciones e incluyendo larvas y animales como los graptolitos.[24] Las estructuras comunitarias estaban mejor organizadas y más densas con la expansión del número de los llamados gremios ecológicos, lo que indica una gama de nuevas estrategias de alimentación y modos de vida." (Munnecke y otros, 2010) (Traducción propia)

De manera progresiva el GOBE implicó el enriquecimiento de la fauna surgida durante la Explosión Cámbrica por nuevos patrones de evolución que se mantuvieron, aún superando varios episodios de extinción masiva, hasta las últimas etapas de la era Paleozoica (un lapso de aprox. 200 Ma) (Ibíd.).

Respecto de las causas detrás del inicio del GOBE, no existe una única explicación sino una gama de hipótesis aportadas por diferentes estudios que incluyen como posibles responsables al enfriamiento global acaecido durante el periodo, las variaciones del nivel del mar, los eventos volcánicos y el cambio

---

[23] El *provincialismo* biogeográfico comprende la tendencia de las distintas regiones geográficas a albergar especies, géneros o familias únicas (Huggett, 2011).

[24] Los *graptolitos*, integrantes de la clase Graptolithina y pertenecientes al filo de los Hemicordados, segregaban un esqueleto externo compuesto por bandas de forma de anillos superpuestos y con una línea de sutura en zig-zag, y formaban colonias que adoptaban formas ramosas sencillas o complejas. Por su amplia tolerancia a la temperatura y la salinidad, podían vivir en el fondo marino, o adheridos a objetos flotantes, o dejándose llevar por las corrientes (MVP, 2023).

climático (Servais y otros, 2010), además de fenómenos de origen cósmico, como la fertilización de los mares por intermedio de la caída de meteoritos y polvo interestelar (Neofronteras, 2019). Desde una perspectiva holística, indudablemente múltiples factores confluyeron para que se desarrollara el GOBE, incluyendo, aparte de los mencionados, las particulares condiciones paleogeográficas (la dispersión a lo largo y ancho del globo de grandes masas de tierra con extensas plataformas continentales, configurando una amplia variedad de ecosistemas y posibilidades de subsistencia) y paleoclimáticas (un clima cálido tropical, con una amplitud térmica considerable entre estaciones y aguas oceánicas con un temperatura media en torno a los 30℃) de un intervalo geológico sujeto, en general, a importantes fluctuaciones de los sistemas biofísicos interrelacionados (Munnecke y otros, 2010).

Ahora bien, este excepcional desarrollo de la vida no solamente acaeció en los océanos, sino que también alcanzó la tierra firme con la aparición de las primeras plantas terrestres, esto es, los seres vivos multicelulares del reino vegetal capaces de producir su propio alimento (nutrición autótrofa) a través de la fotosíntesis oxigénica, desprovistos de la facultad de movimiento y compuestos por estructuras celulares principalmente de celulosa (Salcedo, 2025), un acontecimiento que cambió radicalmente el destino del planeta: de acuerdo con múltiples estudios paleopalinológicos[25] los fósiles más antiguos de esporas triletes[26] pertenecientes a plantas vasculares (también denominadas *cormofitas* o *traqueófitas*, son aquellas plantas que transportan agua, nutrientes y azúcares por su cuerpo a través de sistemas de tejidos vasculares especializados, lo que les permite desarrollar raíces, tallos y hojas, y alcanzar un gran tamaño, a diferencia de las plantas no vasculares, o *briofitas*, que, al carecer de estos mecanismos vasculares, no pueden crecer mucho ni producir semillas o flores, como el musgo) (Salcedo, 2025) corresponden al Ordovícico Superior (hace aprox. 448 Ma, según la bibliografía especializada, aunque algunas investigaciones han descubierto esporas más antiguas, que se habrían originado hace aprox. 455 Ma) (Rubinstein y Vajda, 2019; Frumkin y Chipman, 2024), por lo que se ha estimado que éstas surgieron entre el Cámbrico Medio y el Ordovícico Temprano, probablemente hace aprox. 470-460 Ma (Edwards y Selden, 1992; Garwood y Edgecombe, 2011; Donoghue y otros, 2021; Vázquez Chimalhua, 2023). En este sentido, existe un amplio consenso dentro de la comunidad académica en que la *terrestralización* (el proceso evolutivo de

[25] La *Paleopalinología* consiste en la rama de la botánica que se ocupa de la reconstrucción de la vegetación, el clima y el ambiente antiguos a través del análisis de *palinomorfos*, a saber: las estructuras microscópicas fósiles menores de 500 micras (una micra corresponde a la millonésima parte de un metro) conservadas en rocas sedimentarias que pueden pertenecer a distintos grupos de animales o plantas, como las esporas y el polen, por ejemplo (CONICET, 2019).

[26] La marca *trilete*, en forma de letra “y”, representa el indicio inequívoco de que una espora pertenece a una planta terrestre debido a que dichas esporas se producen en agrupaciones tetraédricas (grupos de cuatro) y, por tanto, se forma la marca trilete en el punto de contacto entre esporas adyacentes (Hermsen, 2019).

migración de bacterias, plantas y animales del medio acuático al terrestre) de la vegetación se produjo originalmente en el gran bloque continental de Gondwana, para posteriormente colonizar los demás continentes menores de Euramérica (conformado por la unión de Norteamérica, Groenlandia y Europa), Avalonia y Báltica (estudios recientes, no obstante, han cuestionado esta versión tradicional presentando pruebas de que el proceso comenzó primeramente en Báltica, no en Gondwana, y desde allí se expandió a los demás continentes) (Rubinstein y Vajda, 2019), y bajo una secuencia escalonada, a partir de un grupo de algas verdes carófitas (la división de las algas verdes que incluye a los parientes más próximos a las plantas terrestres) que habitaban en cuerpos de agua dulce (lagos y ríos), como una adaptación a un modo de vida terrestre, y que estas primeras *embriofitas* (es decir, las plantas terrestres que constituyen el clado conformado por los descendientes de las algas verdes) eran muy similares a las briofitas, particularmente a las *hepáticas* (también conocidas como *hepaticofitas*, son un tipo de plantas no vasculares con hojas de forma irregular semejante a un "hígado" -de allí su nombre- que suelen habitar las zonas húmedas); de este modo, se estima que las plantas productoras de criptosporas[27] aparecieron en primer lugar, seguidas por las plantas productoras de esporas triletes (Edwards y Selden, 1992; CONICET, 2019; Hermsen, 2019; Rubinstein y Vajda, 2019).

Si bien, como habíamos indicado en un capítulo anterior, las primeras formas de vida que colonizaron la tierra fueron organismos procariotas, principalmente bacterias, seguidas de hongos y algas, que ayudaron al desarrollo de los perfiles de suelo y la creación de un entorno propicio para la posterior llegada de los organismos complejos (Sabadell, 2022; Frumkin y Chipman, 2024), igualmente las primeras plantas que se aventuraron fuera de la protección de las aguas someras debieron enfrentar los serios retos que conllevaba la vida en tierra, principalmente, la deshidratación provocada por un ambiente seco, el elevado nivel de radiación UV (en este periodo aún la concentración de oxígeno atmosférico y la capa de ozono tenían valores inferiores a los actuales), los rápidos cambios de temperatura y la obtención de nutrientes esenciales para su supervivencia (Buschmann y Holzinger, 2020; Resco de Dios y Granda, 2022; Sabadell, 2022), pero pudieron sobrellevarlos mediante la implementación de una serie de adaptaciones novedosas, como la elaboración de estructuras y compuestos que les permitieron minimizar los daños causados por la radiación y, para evitar la desecación, el desarrollo progresivo de *estomas* (a saber: poros microscópicos localizados en la superficie de hojas y tallos que, mediante su cierre y apertura, regulan el intercambio de gases, oxígeno y CO2, y el flujo de agua, por lo que resultan vitales para la actividad

[27] Las *criptosporas* ("cripto" proviene del vocablo griego "kryptos", que significa "oculto") son aquellas esporas fosilizadas que carecen de una marca trilete y, por ende, podrían técnicamente haber sido producidas por varios tipos de organismos pero, en general, se asocian con las plantas terrestres ancestrales porque comparten muchas características con las esporas elaboradas por las briofitas actuales y, además, han sido halladas en depósitos terrestres (Hermsen, 2019).

fotosintética) y sistemas de venación asociados más eficientes para transportar el agua por toda la hoja, y de *cutícula* (esto es: la membrana cerosa protectora e impermeable que recubre la epidermis de las partes aéreas de las plantas que previenen la pérdida de agua y la protegen contra la radiación UV y los agentes patógenos) (Ibíd.); asimismo, se ha estimado que las primeras plantas obtuvieron los nutrientes que necesitaban para su crecimiento de varias maneras innovadoras, ya sea aprovechando las abundantes cenizas volcánicas ricas en elementos esenciales que habían sido expulsadas por la intensa actividad magmática del periodo, o bien, estableciendo relaciones simbióticas con hongos primitivos a través de estructuras *micorrizas* (es decir, la asociación de los hongos del suelo y las raíces de las plantas) que les posibilitaron obtener una mayor cantidad de agua y de minerales clave (Vázquez Chimalhua, 2023; Frumkin y Chipman, 2024). A través de esta serie de adaptaciones evolutivas, las plantas terrestres pudieron progresar rápidamente y, en poco tiempo, conformaron grandes y diversos bosques que cubrieron los continentes (Garwood y Edgecombe, 2011; Dunning, 2014).

Sin embargo, la evolución de la biosfera no acabó allí puesto que subsiste un amplio consenso en torno a que los insectos, a saber: los invertebrados del *filo* de los artrópodos con respiración traqueal, cuerpos con exoesqueletos segmentados (cabeza, tórax y abdomen), con seis patas articuladas, dos antenas, uno o dos pares de alas (que pueden utilizar o no) y que atraviesan una etapa de metamorfosis durante su desarrollo, que comprenden aprox. 1.6 millones de especies registradas (aprox. el 90% de los organismos del planeta) y dominan la Tierra en número, biomasa y diversidad (Science Daily, 2010; Nat Geo España, 2016), surgieron prácticamente en simultáneo con las plantas terrestres durante el Ordovícico Inferior (Bryn, 2014; Misof y otros, 2014; González y Béjard, 2023) y, por tanto, se encuentran entre los primeros animales complejos que conquistaron la tierra firme (Garwood y Edgecombe, 2011). En principio, la investigación ha estimado que los insectos probablemente evolucionaron a partir de un grupo de crustáceos ciegos y morfológicamente simples denominados *remipedes* (Science Daily, 2010; Dunning, 2014; Wolff y otros, 2017) y que, a pesar de que el fósil más antiguo de un hexápodo[28] (correspondiente al *Rhyniella Praecursor* ("precursor de Rhynie", lugar de su hallazgo, a partir de una combinación de vocablos en griego y latín), un diminuto colémbolo de cuerpo segmentado que habitó en todos los continentes) se remonta al Devónico Medio (Ross, 2022; Faculty of Sciences, 2024), su origen aconteció en el Ordovícico Inferior, hace aprox. 479 Ma (Misof y otros, 2014), tal como lo sustentan los resultados presentados por el proyecto 1KITE (*1.000 Insect Transcriptome Evolution*, en inglés, o *Evolución del Transcriptoma de Insectos 1K*), una mega iniciativa internacional que reunió a más de cien investigadores/as de distintas disciplinas y varios países, y

[28] Los *hexápodos* comprenden el subfilo de artrópodos que agrupa más especies (superior a un millón de organismos diferentes, incluyendo a los insectos) y su nombre proviene del hecho de que presentan seis patas que salen de la zona torácica (BEES, s/f).

realizó un análisis filogenético de más de 1.200 especies de insectos cuidadosamente seleccionadas con el objetivo de estudiar sus *transcriptomas*, es decir, la totalidad de genes expresados, en consideración del inestimable valor ecológico de la clase *Insecta*.

El proceso de terrestralización de los insectos, de manera semejante al de las plantas, también fue complicado y plagado de desafíos ya que éstos, para trasladarse eficazmente del medio acuático a la superficie terrestre, debieron superar una serie de barreras fisiológicas y ambientales, como "la respiración aérea y el intercambio de gases, la gestión del agua y la osmorregulación, la digestión, el control de la temperatura, la locomoción terrestre sin el beneficio de la flotabilidad, la percepción sensorial aérea, la reproducción fuera del agua, incluida la resistencia al agua de los huevos y embriones, la utilización de nuevas fuentes de alimento y la protección contra el estrés ambiental y de otro tipo, como la desecación, las fluctuaciones rápidas de temperatura y la mayor exposición a la radiación ultravioleta" (Frumkin y Chipman, 2024), grandes inconvenientes estos que pudieron franquear mediante la implementación de importantes adaptaciones evolutivas en su anatomía, fisiología y sistemas sensoriales, como el desarrollo de cutículas más gruesas, de recubrimientos cerosos, de excrecencias semejantes a espinas, de órganos sensoriales mejorados, de exoesqueletos más resistentes y de una membrana extraembrionaria adicional en sus huevos (denominada *serosa*) para evitar la desecación (Van Der Zee, 2013; Frumkin y Chipman, 2024). A pesar de la importancia de estas innovaciones morfológicas, el principal impulso para la terrestralización de la clase Insecta provino de la intervención de las plantas terrestres, tal como mencionáramos inicialmente: la *coevolución*, es decir, básicamente la influencia mutua de dos linajes de organismos en sus respectivas trayectorias evolutivas (MNHN, 2021), de plantas e insectos se erige como un fenómeno biológico frecuente y ampliamente documentado, por lo menos, de acuerdo con la evidencia recogida del periodo proveniente de trazas fósiles de contenido intestinal, coprolitos (excrementos fosilizados) y daños a plantas, en gran medida separados, y los registros de fósiles corporales de estructuras reproductivas y vegetativas de plantas, y de piezas bucales y ovipositores (órganos de las hembras utilizados para depositar huevos) de insectos (Labandeira, 1998), desde el periodo Silúrico (Scott y otros, 1992; Labandeira, 2006; 2007). Respecto de la cuestión, la investigación reconoce dos tipos principales de interacción entre plantas y hexápodos: la *herbivoría* (la interacción ecológica donde los animales herbívoros se alimentan de los tejidos vivos -hojas, tallos, frutos, raíces, etc.- de las plantas para obtener energía, por lo que se trata de una depredación asimétrica donde los primeros se benefician y las segundas resultan perjudicadas) y la *polinización* (la interacción ecológica donde los animales herbívoros transportan, por el contacto directo con la flor, el polen de una planta hacia otra, facilitando la reproducción vegetal y, como recompensa por este servicio, reciben alimentos -néctar, polen-, por lo que se trata de una relación simétrica de beneficio mutuo) (MNHN, 2021); en ambos casos, los mecanismos involucrados en estas interacciones y el modo en que las plantas e insectos se perciben mutuamente

resultan muy variados e incluyen procesos físicos y químicos (por caso, el desarrollo de estructuras defensivas para unas -espinas, venenos, etc.- y ofensivas para los otros -mandíbulas más fuertes, anti-toxinas, etc.-): los insectos utilizan señales especializadas para detectar o discriminar determinadas plantas y, a su vez, las plantas manipulan dichas señales para alejar o atraer a determinados insectos; en cada caso, la implementación de dichos mecanismos implica el desvío de una cuantiosa cantidad de recursos internos y la puesta de una gran presión sobre ambos contingentes, forzándolos a mayores niveles de innovación morfológica y especialización (Whitney y Glover, 2013; MNHN, 2021). Particularmente, durante este tramo geológico, la herbivoría fue el principal modo de interacción ecológica entre las primeras plantas e insectos terrestres (tendrían que transcurrir aún cientos de Ma para que la polinización surgiera como estrategia reproductiva esencial en el reino vegetal), pues se han hallado evidencias de consumo, por parte de insectos, de esporas y de tallos y de perforación y succión, por lo menos desde el Silúrico tardío hasta el Devónico temprano (hace aprox. entre 417-403 Ma) (Labandeira, 1998; 2007), aunque, vale mencionar que, so pesar de esta preeminencia (donde, según la evidencia aportada por el análisis de coprolitos, la alimentación por esporas precedió a la alimentación por hojas), tampoco se descarta que la interacción incluyera estrategias vinculadas con el transporte, el refugio y la reproducción (Scott y otros, 1992); respecto de esta última cuestión, los experimentos recientes han comprobado que algunas esporas se conservan viables tras el paso por el intestino de los insectos, por lo que este hábito alimentario pudo representar una ventaja para algunas plantas primitivas, en cuanto al transporte de *propágulos*, esto es, las estructuras que permiten su diseminación y reproducción para formar un nuevo individuo completo (Ibíd.).

En conjunto, esta extraordinaria capacidad de adaptación hizo de los insectos uno de los grupos zoológicos más exitosos de la Tierra, y les ha permitido conquistar los ambientes más diversos, las condiciones climáticas más variadas y las fuentes nutricias más heterogéneas (Wolff y otros, 2017; Faculty of Sciences, 2024), no obstante, existe una amplia aceptación dentro de la comunidad científica de que la terrestralización de los hexápodos, así como de cualquier otra forma compleja de vida posterior, habría sido prácticamente imposible sin el advenimiento de las plantas terrestres pues su impacto en el devenir de la Tierra y la dinámica del SC fue decisivo, al modificar masivamente la composición de los suelos, los procesos de meteorización, la reflectividad de los continentes, la cadena trófica global, la concentración de carbono en la atmósfera y su ciclo planetario, el nivel de oxígeno atmosférico y la efectividad de la capa de ozono estratosférica (indispensable para limitar la influencia dañina de la radiación UV en la biosfera), e incluso, según una importante cantidad de estudios, se ha estimado que también podrían haber desencadenado el proceso de enfriamiento global que, en el corto plazo, conllevó al desarrollo de la primera era glacial del eón Fanerozoico (Ibáñez, 2017; CONICET, 2019; Donoghue y otros, 2021; Frumkin y Chipman, 2024).

En efecto, si el periodo Cámbrico se caracterizó por la preeminencia de un clima cálido de invernadero con una tendencia al alza general de la temperatura media global, éste se interrumpió hace aprox. 435 Ma, hacia el final del Ordovícico, para dar comienzo a una nueva era glacial, la denominada glaciación *Andino-Sahariana* (cuyo nombre remite a que la evidencia geológica que la respalda fue hallada en las rocas de la región andina de Sudamérica y de la región del Sahara en África; aunque, vale aclarar, que en muchas obras también aparece con el nombre de *glaciación Hirnantiense*, por haberse desarrollado en esta edad del periodo Ordovícico) (Viñas Rubio, 2012; Earle, 2025), la primera del eón Fanerozoico, y muy diferente de sus predecesoras del periodo Criogénico, no sólo por la ausencia de episodios de TBN, sino por una serie de características enigmáticas que aún en la actualidad desconciertan a la comunidad científica. Entre estas numerosas peculiaridades, se destacan: a) la posibilidad de que la glaciación ocurriera durante un intervalo de alta concentración de CO2 en la atmósfera (según ciertos cálculos, unas 8-16 veces más alta que el nivel actual), lo cual resulta harto contradictorio dado que, normalmente, la presencia de un efecto invernadero robusto se relaciona con un clima cálido y sin formaciones de hielo en la superficie (Kump y otros, 1995; Ghienne y otros, 2014; Jing y otros, 2022); b) las dudas acerca del desarrollo y duración de la glaciación, que algunos estudios consideran como una interrupción abrupta y rápida del clima preponderantemente cálido y tropical (Melot y otros, 2004; Buggisch y otros, 2010), mientras que otros denotan como un tramo prolongado de enfriamiento progresivo que culminó con un episodio de glaciación acotado de alrededor de 1 Ma o menos de duración (Kump y otros, 1995; Munnecke y otros, 2010). Al respecto, las evidencias más recientes apuntan a que no se trató de un único evento de glaciación, como se había supuesto tradicionalmente, sino que el periodo estuvo matizado por varios ciclos glaciares cortos intercalados con otros relativamente cálidos en el marco de un extenso tramo frío (Ghienne y otros, 2014). Además, otra peculiaridad de la era glacial Andino-Sahariana estriba en la falta de consenso científico respecto de las causas que motivaron su origen, lo que ha llevado a que en la actualidad convivan una notable cantidad de hipótesis que pretenden darle una explicación.

Primero, la teoría más difundida aduce que el surgimiento de una importante cadena montañosa en el bloque continental Gondwana (uno de los grandes remanentes de la ruptura del supercontinente Rodinia, como habíamos indicado previamente) aceleró los procesos de erosión y meteorización de silicatos a través de la caída de ácido carbónico presente en las lluvias y, con ello, se incrementó notablemente el secuestro de CO2 atmosférico, debilitando el efecto invernadero y propiciando la entrada en un estado climático de casa de hielo (Quintero, 2018; Bentley y otros, 2024; Earle, 2025). Segundo, la investigación ha estimado que el periodo estuvo marcado por una actividad volcánica generalizada, lo cual habría provocado un fuerte proceso de enfriamiento global, aunque todavía persisten las dudas acerca de cómo precisamente se llevó a cabo este proceso (Kump y otros, 1995; Jing y otros, 2022); particularmente, la ocurrencia de la mega-erupción de Deicke, ubicada

en el cratón Laurentia de América del Norte, hacia el Ordovícico tardío, se ha propuesto como el más probable causante del proceso de enfriamiento climático (Buggisch y otros, 2010). Tercero, se ha sugerido que, por culpa de la alta actividad de las placas tectónicas, el bloque continental Gondwana se desplazó hacia el polo sur y, por tanto, fue más susceptible a un pronunciado proceso de enfriamiento y formación de glaciares (Ghienne y otros, 2014; Bentley y otros, 2024; Earle, 2025). Cuarto, algunas posibles explicaciones tampoco descartan que, si bien existió un significativo aumento de la meteorización, éste se debió esencialmente a la primera aparición y expansión de las plantas no vasculares en los continentes, y no tanto a la influencia de la actividad orogénica[29] (Lenton y otros, 2012; Algeo y Shen, 2023), empero, algunos estudios han cuestionado esta posibilidad aduciendo que las plantas terrestres fueron cuantitativamente insignificantes durante el periodo y, por ende, tuvieron muy poca incidencia en el ciclo global del carbono (Munnecke y otros, 2010). Asimismo, tres hipótesis han sugerido que la causa primordial del enfriamiento global tuvo su origen en el espacio: (siguiendo con el conteo) quinto, algunos informes han atribuido la ocurrencia de un cambio climático hacia un estado de casa de hielo al denominado *Evento Meteoro del Ordovícico*, sucedido hace aprox. 468 Ma, según el cual un gran asteroide (probablemente ubicado entre Marte y Júpiter) sufrió un fuerte impacto en el espacio y los fragmentos resultantes cayeron a la Tierra en grandes cantidades, no obstante, si bien existe consenso entre los sectores que apoyan está explicación en que este evento habría reducido el flujo de energía solar entrante por la acumulación de polvo en la alta atmósfera, aún persisten las incógnitas respecto de cómo habría llegado el polvo hasta allí, dado que algunos informes afirman que el polvo llegó a la atmósfera directamente desde el espacio (Neofronteras, 2019), mientras que otros sostienen que los fragmentos que cayeron a la Tierra ocasionaron, a través de múltiples impactos, que desde la superficie de elevara hasta la atmósfera una densa nube de polvo y, así, se produjo un extenso bloqueo de los rayos solares (Bentley y otros, 2024). Sexto, en estrecha relación con el caso anterior, se ha propuesto que tanto la glaciación como el posterior evento de extinción masiva, fueron provocados por la colisión de un enorme asteroide hace aprox. 460 Ma, el cual dejo un astroblema (esto es, la cicatriz dejada en la corteza terrestre por el impacto de un bólido extraterrestre) de alrededor de 520 km de diámetro en el continente Gondwana, la denominada *Estructura de Deniliquin*, cuyos restos perviven hasta la actualidad en el sureste de Australia (Garay, 2023; Glikson, 2023); este gran impacto también habría expulsado grandes cantidades de escombros y polvo hasta la alta atmósfera que ocasionaron un notorio descenso del flujo de ingreso de radiación solar. Séptimo, otra hipótesis ha sugerido que durante el periodo se produjo un importante *Estallido de Rayos Gamma*[30] (GRB, siglas en inglés de *Gamma-Ray Burst*) en el espacio que, al

[29] La *orogenia* es la parte de la geología que estudia la formación de las montañas (RAE, s/f).

[30] Los rayos gamma presentan las longitudes de onda más pequeñas y la mayor energía de todas las ondas del espectro electromagnético (por ello resultan muy perjudiciales para la

contactar con la Tierra, habría causado tanto el enfriamiento climático del planeta a través de una alteración de la opacidad del dióxido de nitrógeno (NO2) presente en la atmósfera, que habría reducido el flujo de entrada de radiación solar hasta en un 35%, sobre todo en las latitudes altas, como el episodio de extinción masiva posterior por medio del agotamiento de la capa de ozono que protegía a la superficie de la peligrosa radiación solar UV de longitud de onda corta (los cálculos estimaron un agotamiento promedio del ozono global del 35%, con picos del 55% en algunas latitudes, y con una persistencia de más de 5 años después del GRB) (Melott y otros, 2004; Thomas y otros, 2005). Finalmente, en octavo lugar (y volviendo a las posibles causas de origen terrestre), también se presentó una hipótesis que pretende ofrecer una explicación global de los cambios críticos que experimentó el planeta durante la transición de los periodos Ordovícico-Silúrico, que incluye tanto al GOBE, la glaciación Andino-Sahariana, la posterior crisis biótica y la siguiente etapa de recuperación de la biodiversidad; ésta ha propuesto que durante este intervalo geológico (hace entre aprox. 450-440 Ma) se produjo un evento de gran magnitud y rapidez de *Desplazamiento Polar Verdadero* (TPW, siglas en inglés de *True Polar Wander*), que indujo severos cambios en el sistema terrestre, como una alteración de las corrientes oceánicas, de la circulación del aire, del nivel relativo del mar y de los depocentros[31] del ciclo del carbono (Van Der Voo, 1994; Jing y otros, 2022). El TPW comprende la rotación de toda la Tierra sólida (la combinación de corteza y manto) alrededor del núcleo externo líquido para estabilizar la rotación terrestre a través de la redistribución de masas (Wang y Mitchell, 2023); dicho de otra manera, a diferencia de la teoría tectónica de placas que (como habíamos explicado con anterioridad) propone que las placas tectónicas se mueven sobre la astenósfera en diferentes direcciones y velocidades ocasionando colisiones y solapamientos entre sí, el TPW puede originar un movimiento polar generalizado de todas las placas a la vez de forma unidireccional y sincrónica, induciendo así un cambio de paleogeografía rápido y global (Jing y otros, 2022), tal cual ocurrió, según esta teoría, al final del periodo Ordovícico, dado que las trayectorias de desviación polar de las masas continentales de Gondwana, Laurentia y Báltica (los tres mayores continentes de la época) resultaron casi idénticas, al punto de poder superponerse entre sí (Van Der Voo, 1994). De acuerdo con la evidencia, se estima que, colectivamente, se produjo una rotación de aprox. 50° con velocidades continentales máximas de alrededor de 55 cm/año (Jing y otros, 2022), lo cual originó un proceso de

---

salud, causando su exposición severos daños a nivel genético), y son producidos por los objetos más calientes y energéticos del universo, como las estrellas de neutrones, los púlsares, las supernovas y las áreas cercanas a los agujeros negros. En la Tierra, los rayos gamma son generados por explosiones nucleares, rayos y la actividad menos drástica de la desintegración radiactiva. A su vez, los estallidos de rayos gamma son los eventos electromagnéticos más energéticos y luminosos conocidos desde el Big Bang y pueden liberar más energía en 10 segundos que la que el Sol podría emitir en toda su vida útil (aprox. 10.000 Ma) (NASA, 2010).

[31] El *depocentro* es el área de deposición más gruesa en una cuenca sedimentaria (SLB, 2025).

enfriamiento general por motivo del desplazamiento de los continentes hacia latitudes que favorecieron un aumento de los procesos de meteorización de silicatos y, consecuentemente, un aumento del secuestro de CO2 atmosférico que derivó finalmente en un marcado debilitamiento del efecto invernadero global (Ibíd.).

Como bien indicamos previamente, esta importante cantidad de hipótesis, con mayor o menor grado de credibilidad, se mantienen en puja por tratar de develar el origen de la misteriosa glaciación Andino-Sahariana, y una situación similar pervive también en torno a las causas que motivaron su finalización, dado que a ciencia cierta éstas aún se desconocen, empero, una teoría ha sugerido que, en vista de que la glaciación pudo producirse por la combinación entre la posición paleogeográfica de una gran parte del continente masivo Gondwana sobre el polo sur y una corta interrupción de la frenética actividad volcánica que caracterizó a la mayor parte del periodo Ordovícico (interrupción que habría reducido abruptamente el suministro de CO2 a la atmósfera y provocado también una alteración de magnitud semejante del ciclo global del carbono que acabo generando un fuerte enfriamiento climático), pudo igualmente producirse un rápido restablecimiento del intenso vulcanismo y la recomposición del ciclo del carbono, que a la postre fortaleció el efecto invernadero y revirtió el enfriamiento climático y la formación de glaciares (Kump y otros, 1995). Sobre esta base se sustentan las teorías que argumentan que la glaciación tuvo una duración muy acotada y se trató de un evento más bien intempestivo, producto de un SC especialmente sensible a las fluctuaciones del ciclo del carbono (Ibíd.). Por otro lado, una explicación alternativa nos devuelve a la teoría del TPW y sugiere que el mismo desplazamiento generalizado que dio comienzo a la glaciación también le puso fin, al situar los continentes fuera de las latitudes que habían favorecido el incremento de la meteorización de silicatos, por lo cual se redujo notablemente la captura de CO2 atmosférico y se produjo la deglaciación por la recomposición del ciclo global del carbono y del efecto invernadero (Jing y otros, 2022).

Más allá de las divergencias en torno a las causas que dieron inicio y conclusión a la era glacial Andino-Sahariana, la investigación coincide en que este clima de casa de hielo fue la causa principal detrás del desencadenamiento del primer episodio de extinción masiva del eón Fanerozoico (la primera en orden cronológico de las B5, y la segunda en importancia por su magnitud, alcanzando un nivel de extinción de más del 85% de las especies existentes) (Delabroye y Vecoli, 2010; Munnecke y otros, 2010; Garay, 2023; Glikson, 2023), aún por encima de otras hipótesis ya mencionadas con antelación, como la caída de un gran asteroide o la irrupción de un evento de GRB desde el espacio exterior.

El episodio de extinción implicó una interrupción del GOBE y afectó ostensiblemente a la predominante biota marina tropical, sobre todo a los distintos taxones de invertebrados como los moluscos, los graptolites, los

equinodermos[32] y corales tabulares y rugosos (Badii y otros, 2008; Algeo y Shen, 2023), debido a un descenso de la temperatura global de los océanos de aprox. 5℃, lo que resultó fatal para estos grupos de organismos adaptados a los ambientes de aguas cálidas de las regiones tropicales y ecuatoriales (Bentley y otros, 2024). En este sentido, los estudios han señalado que la desaparición de especies se desarrolló en dos pulsos de extinción bien definidos: siguiendo la aportación de Delabroye y Vecoli (2010), el primer pulso se ha vinculado causalmente con el inicio de la glaciación pues la formación de las capas de hielo, en confluencia con el descenso de la temperatura de las aguas, la bajada del nivel del mar y los cambios en la circulación oceánica, contribuyeron a la aireación de las profundidades marinas, a la modificación química de las aguas, de la concentración de oxígeno, la luminosidad, la disponibilidad de nutrientes y, posiblemente, también a la dispersión en la superficie de material tóxico removido del fondo oceánico, lo cual supuso una significativa alteración y pérdida de los principales hábitats marinos del periodo. Un dato sobresaliente radica en que, a pesar de estas severas dificultades, muchas especies pudieron desarrollar innovaciones biológicas y se adaptaron a las nuevas condiciones ambientales, como ciertas familias de trilobites, de braquiópodos[33] y de graptolites, sin embargo, el segundo pulso de extinción, coincidente con el derretimiento de las capas de hielo y la transgresión[34] asociada, se caracterizó por el desarrollo de una anoxia generalizada de las aguas, lo que resultó fatal para gran parte de la biota superviviente adaptada a las condiciones glaciales ricas en oxígeno disuelto.

A pesar de la debacle que sobrevino tras la deglaciación y el evento de extinción masiva, el periodo Silúrico temprano se caracterizó por una mejora climática general y una rápida recuperación biótica, que en un lapso relativamente corto de tiempo implicó el restablecimiento de las estructuras tróficas y comunitarias de los principales ecosistemas del periodo (Trotter y otros, 2016; Jing y otros, 2022; Bentley y otros, 2024). Los distintos estudios coinciden en que el cambio climático, de un estado frío de casa de hielo a otro cálido de invernadero, fue fundamental junto con los cambios oceanográficos

---

[32] Los *equinodermos* son animales invertebrados marinos (la mayor parte vive en el fondo del mar), que poseen un endoesqueleto calcáreo de origen mesodérmico y púas, como los erizos de mar, las estrellas de mar, los pepinos de mar y los lirios de mar (Rísquez Valdepeña, 2024).

[33] Los *braquiópodos* representan un filo dentro de los animales invertebrados que poseen cuerpos con conchas formadas por un par de valvas simétricas, muy semejantes a las almejas y coquinas actuales (Castilla Cañamero, 2021).

[34] La *transgresión* marina remite al desplazamiento de la línea de costa hacia tierra adentro, depositando sedimentos marinos más profundos sobre los continentales en el proceso. En oposición, la *regresión* marina alude al desplazamiento de la línea de costa hacia el mar abierto, exponiendo tierra y depositando sedimentos continentales (más gruesos) sobre los marinos durante el proceso. Aunque muchas veces ambos conceptos se usan como sinónimos para referirse a las subidas o bajadas del nivel del mar, en realidad remiten a la manera en que se ha desplazado la línea de costa, que no sólo depende de las variaciones del nivel del mar (Hernández Barreña, 2023).

(una subida generalizada del nivel del mar y una amplia redistribución de los mares epicontinentales[35] poco profundos localizados en latitudes bajas) para determinar que el Silúrico fuera un intervalo geológico relativamente exiguo pero tranquilo, con un incipiente reverdecimiento de las tierras y la radiación[36] de varias familias de peces (Munnecke y otros, 2010; Gambacorta y otros, 2019).

[35] Un mar *epicontinental* es una masa de agua salada con una gran extensión y escasa profundidad que se extiende sobre una plataforma continental (RAE, 2024b).

[36] La *radiación* adaptativa refiere a un proceso de la biología evolutiva por el que los organismos se diversifican rápidamente a partir de una especie ancestral en una amplia variedad de formas para adaptarse a diferentes nichos ecológicos (Shoemaker, 2024).

2.4.3 El periodo Devónico

El periodo Devónico (419-359 Ma) abarca los estadios intermedios de la era Paleozoica y se reconoce como uno de los intervalos geológicos clave en el desarrollo de la Tierra por los cambios fundamentales en la atmósfera, la hidrosfera y la biosfera de los que fue testigo; respecto de esta última, en los ambientes acuáticos, los arrecifes de coral y los estromatoporoides[37] dominaban los océanos en el Devónico medio y las poblaciones de peces experimentaron una gran diversificación, amparados en el surgimiento de las especies sin mandíbula, con aletas radiadas (Actinopterigios) y lobuladas (Sarcopterigios), así como de los primeros tiburones (Condrictios) y placodermos[38] (por esta causa se suele reconocer al periodo como la *Era de los Peces*) (Percival y otros, 2018; Bentley y otros, 2024); en cuanto a los ambientes terrestres, la evolución de las plantas iniciada en el periodo Ordovícico tuvo un salto de calidad a comienzos y mediados del Devónico, con la adopción de importantes innovaciones biológicas, como el surgimiento de las especies vasculares terrestres, de las hojas y de los sistemas radiculares más avanzados, y, especialmente, el advenimiento de las precursoras evolutivas de las plantas gimnospermas, familia vegetal que, junto con las angiospermas, gobiernan los ecosistemas terrestres de la actualidad (volveremos en próximos capítulos sobre esta cuestión), las denominadas *Progimnospermas*, cuyo nombre significa literalmente “anterior a las gimnospermas” (Dalvoy, 2023); éstas aparecieron en el Devónico Medio, hace aprox. entre 372-359 Ma (UCMP, 1997; Dalvoy, 2023; Dolph, 2023) y, como las gimnospermas, estaban dotadas de un crecimiento secundario de sus tejidos vasculares, es decir, producían *madera* (este rasgo les otorgaba el soporte estructural suficiente como para alcanzar alturas superiores a los 10 m), pero, a diferencia de aquellas, no producían semillas, sino que liberaban esporas: algunas especies eran *homosporas* y elaboraban muchas esporas idénticas, mientras que otras eran *heterosporas* y elaboraban dos tipos distintos de esporas: las *megasporas* (grandes y femeninas) y las *microsporas* (pequeñas y masculinas) (Ibíd.); en este sentido, muchos estudios paleobotánicos han propuesto que las primeras plantas con semilla evolucionaron en el Devónico Medio a partir de estas especies heterosporas, al favorecer la producción de una única megaspora por cada megasporangio (a saber: las estructuras portadoras de esporas que se originan a partir de unas pocas células) a modo de semilla, aunque esta

[37] Los *estromatoporoides* fueron uno de los grados más importantes de esponjas coralinas fósiles, con esqueletos densamente estratificados. Su papel en la construcción de arrecifes resultó similar en estado ecológico y distribución biogeográfica a los corales modernos (Jeon y otros, 2025).

[38] Los *placodermos* fueron los primeros peces que tuvieron una mandíbula articulada, además de una coraza cefalotoráxica compuesta de placas móviles y una aleta caudal *heterocerca* (es decir, formada por dos lóbulos desiguales). Eran depredadores del fondo marino y se extinguieron al final del periodo Devónico (CNPE, 2011).

hipótesis también ha recibido diversas críticas (UCMP, 1997). El fósil más conocido de progimnosperma corresponde al *Archaeopteris* ("helecho antiguo" en griego), que vivió desde el Devónico Superior, hace aprox. 370 Ma, contaba con un tronco leñoso fuerte que le permitía llegar a los 18 m de altura y un sistema de ramificación lateral aplanado similar a la fronda de los helechos primitivos (de hecho, durante mucho tiempo se confundió al Archaeopteris con un helecho por causa de esta apariencia y la capacidad de producir esporas, pero estudios posteriores revelaron su parentesco con las gimnospermas) (UCMP, 1997; Dolph, 2023). La amplia distribución del Archaeopteris durante el Devónico Superior tuvo un rol clave en la formación de los primeros grandes bosques que colonizaron los continentes y dieron un paso primordial hacia la composición de los ecosistemas terrestres modernos, además de tener una notoria influencia en la disposición de los patrones climáticos de la época (Garwood y Edgecombe, 2011; Brugger y otros, 2019; Dalvoy, 2023).

Por otra parte, y, no menos relevante, un considerable corpus de evidencia ha señalado que también se produjo una notable evolución de la fauna terrestre: entre los invertebrados, los resultados del gran estudio multidisciplinario internacional 1Kite (que habíamos citado previamente), respaldados por otros informes del campo posteriores, indicaron que los primeros insectos voladores eclosionaron en el Devónico Inferior, hace aprox. 406 Ma, en coincidencia (como mencionamos previamente) con la complejización de los ecosistemas y el notable crecimiento hacia arriba de las plantas terrestres para formar grandes bosques (lo cual podría interpretarse como una continuidad de la coevolución entre plantas e insectos iniciada en el periodo Ordovícico) (Bryn, 2014; Dunning, 2014; Misof y otros, 2014), pues, si bien se ha estimado que el fósil más antiguo de un insecto alado vivió hace aprox. 325 Ma, en el Carbonífero temprano (correspondiente al *Delitzschala bitterfeldensis* (derivación en latín del lugar de su hallazgo en Alemania), un *paleóptero*, categoría que agrupa a los insectos voladores primitivos, de sólo 2,5 cm de envergadura, similar en apariencia a las libélulas actuales) (González y Béjard, 2023; Askham, 2024; Faculty of Sciences, 2024), este espécimen representa a un insecto evolucionado, o sea, con las alas ya bien asentadas, por lo que el origen de la innovación morfológica debió ocurrir indefectiblemente en un periodo anterior (Treidel y otros, 2024), en este caso, tal como proponen los análisis filogenéticos, sería en el periodo Devónico Inferior. Acerca del origen anatómico de las alas, la cuestión ha estado en discusión desde hace más de dos siglos dentro del campo de la paleoentomología pero, actualmente, tres hipótesis principales gozan de la mayor aceptación: i) la teoría *Paranotal*, que sugiere que las alas evolucionaron a partir de expansiones de los *tergos* (es decir, la parte dorsal de un segmento corporal) laterales del cuerpo del insecto; ii) la teoría *Exital*, que argumenta que las alas evolucionaron desde los lóbulos laterales, o *exitales* (como placas y branquias) localizados en la pata ancestral que ahora forma la pared lateral del cuerpo (o *pleura*) del insecto; iii) debido a que los estudios más recientes comprobaron que ambas teorías tenían mucha evidencia a su favor, surgió el denominado *Modelo Dual*, una teoría que combina las explicaciones anteriores y ha sugerido que las alas evolucionaron

a partir de la contribución de tejidos tergales y pleurales laterales para conformar una única estructura funcional (Ross, 2022; Treidel y otros, 2024). Aunque la discusión sobre el origen de las alas continúa abierta y las investigaciones del campo siguen adelante, todos los sectores concuerdan en que el desarrollo del vuelo representa un rasgo muy complejo que requiere para su implementación de innovaciones coordinadas de muchos aspectos de la biología de los organismos, incluida la morfología, la biomecánica, la neurobiología, la estructura muscular y esquelética, el metabolismo, y que su obtención por parte de los insectos se erige como un logro evolutivo formidable, que les otorgó importantes beneficios adaptativos de dispersión con bajo costo de transporte, incluido un mejor acceso a recursos, a oportunidades de apareamiento y a nuevos hábitats, por tales motivos se ha considerado que la evolución del vuelo fue posiblemente la adaptación clave que posibilitó la extraordinaria diversificación y proliferación de la clase Insecta en la Tierra (Treidel y otros, 2024).

Por otra parte, entre los vertebrados, se produjo durante este periodo un acontecimiento trascendental que cambiaría el devenir de la vida en la Tierra: el advenimiento de los primeros tetrápodos.

En efecto, los *tetrápodos* (“cuatro patas” en griego) conforman el grupo de vertebrados vivos y extintos que poseen cuatro patas (es decir, extremidades especializadas que sostienen el cuerpo para permitir su traslado por tierra) y descienden de un ancestro común, lo que incluye a los anfibios, las aves, los mamíferos y los reptiles, aún cuando muchas especies actualmente no tengan patas (como las serpientes, que las perdieron durante su evolución), o no las usen para moverse en tierra (como las ballenas, que antiguamente tuvieron cuatro patas cuando vivían en tierra pero, al volver al mar, se transformaron de nuevo en aletas para poder desplazarse en el agua), o sólo utilicen dos de ellas para trasladarse por tierra (como las aves y los humanos bípedos) (RAE, 2021c; UCMP, 2021). En el presente, se cuenta con un registro de más de 21.000 especies de tetrápodos (George y Blieck, 2011).

A través de distintas fuentes, que abarcan fósiles corporales, *icnofósiles* (huellas y otros rastros fosilizados) y fechas de divergencia filogenética molecular calibradas en el tiempo (Long y otros, 2025), se ha podido estimar que durante el Devónico Medio y Superior (aprox. entre 390-360 Ma) un grupo de organismos con aletas que vivían en el agua comenzó a abandonar paulatinamente los ambientes acuáticos para colonizar los ambientes terrestres, particularmente los peces denominados *sarcopterigios* (“aletas carnosas” en griego) que poseían esqueletos óseos, aletas pares lobuladas (esto es, con huesos no radiales cortos cubiertos de músculo y piel) y, posiblemente, pulmones rudimentarios que utilizaban junto con las branquias y la respiración cutánea (o sea, el intercambio de oxígeno y CO2 directamente a través de la epidermis) (Badii y otros, 2008; Garwood y Edgecombe, 2011; George y Blieck, 2011). Respecto de las causas que podrían haber motivado el abandono de la protección de las aguas, la investigación ha destacado que se manejan al respecto tres hipótesis principales: i) la búsqueda de nuevas

fuentes de alimentos en vista de la prevalencia en el ambiente acuático de una importante competencia por los recursos disponibles; ii) la huída de los depredadores pues, en presencia de esta gran competitividad, el escape hacia un lugar donde no pudieran ser alcanzados por depredadores mayores habría sido una necesidad constante para sobrevivir; iii) el requerimiento de una adaptación para enfrentar a las sequías, dado que estos organismos acuáticos pudieron haber habitado en zonas de sequías frecuentes y por ello debieron desarrollar un medio que les permitiera desplazarse mejor para poder volver y/o alcanzar las zonas con aguas suficientes cuando el nivel bajaba en las épocas secas (Historia de la Tierra, 2023a). En este sentido, más allá de la causa de fondo, se destaca que no fue un evento único sino un largo proceso en el que los factores ambientales del periodo también tuvieron un rol decisivo (como el nivel del mar, las tasas de oxígeno atmosférico y la biodiversidad existente, etc.) (George y Blieck, 2011; Long y otros, 2025).

Aunque probablemente continúe sin solución el misterio acerca de las razones que motivaron a aquellos organismos primitivos a dejar la seguridad de las aguas, éstos debieron enfrentar grandes problemas durante su proceso de terrestralización (similares a los que en su momento tuvieron que afrontar plantas e insectos); de acuerdo con la aportación del proyecto Historia de la Tierra (2023a),[39] los principales inconvenientes fueron: i) La gravedad, dado que sus capacidades de soporte y movimiento estaban seriamente limitadas en tierra firme; situación opuesta a lo que sucedía en el agua, donde el cuerpo apenas pesaba y éstos no necesitaban adaptaciones especiales para soportar su peso, moverse o mantener los órganos en la posición adecuada. ii) La respiración, puesto que en los peces el intercambio gaseoso de la respiración se realiza esencialmente a través de las branquias y de la respiración cutánea, mientras que en los peces pulmonados, aparte de los mecanismos mencionados, también se apoya en unos sacos que actúan como pulmones muy sencillos; por su parte, los ancestros de los tetrápodos posiblemente poseían un sistema de respiración muy semejante, valiéndose de branquias externas y pulmones rudimentarios, y probablemente también de la respiración cutánea, aunque ésta fuera eficaz sólo en condiciones húmedas. iii) La deshidratación, debido a que sus tejidos eran en extremo frágiles y el aire seco del medio terrestre provocaba su desecación por la difusión de agua que se produce desde el cuerpo hacia el ambiente. iv) La reproducción, en vista de que los huevos de los peces solamente pueden desarrollarse bajo el agua porque, al igual que sus tejidos, se deshidratarían en el seco ambiente de tierra. Para poder superar estos importantes escollos, los tetrápodos primitivos desarrollaron distintas innovaciones morfológicas que los ayudaron a adaptarse progresivamente al ambiente terrestre: a) Desarrollaron una caja torácica con costillas y vértebras más fuertes para poder sostener al resto del cuerpo,

[39] Este importante proyecto fue desarrollado en España por la *Universidad de Alicante*, en colaboración con otras instituciones como el *Museo Paleontológico de Elche* y la *Fundación Española para la Ciencia y la Tecnología* (FECYT).

ayudando a mantener el peso y proporcionando a los músculos una zona de anclaje. b) Los primeros peces que se aventuraron a tierra firme ya poseían aletas óseas fuertes, y variaciones anatómicas graduales en la disposición de los huesos que conformaban estas aletas dieron lugar a los primeros miembros rudimentarios de los tetrápodos y, posteriormente, a las extremidades complejas que conservan en la actualidad sus descendientes. c) Los peces primitivos cazaban sus presas creando diferencias de presión en el agua al abrir la boca y no contaban con movilidad lateral en el cuello, por lo que paulatinamente experimentaron cambios importantes en la estructura del cuello que mejoraron su movilidad y les permitieron cazar con mayor facilidad incluso fuera del agua; aparte, empezaron a desarrollar también dientes con esmalte. d) De manera análoga a los anfibios modernos, los primeros tetrápodos también debían poner sus huevos en el agua, y de éstos emergían pequeños renacuajos que luego tenían que atravesar un proceso de metamorfosis para transformarse en las formas adultas terrestres, empero, gradualmente comenzaron a desarrollar huevos con cáscara y membranas especiales que les permitieron emanciparse cada vez más del medio acuático y atreverse a colonizar el interior de los continentes sin depender tanto del agua (volveremos sobre esta cuestión con mayor detenimiento en un próximo capítulo). Vale mencionar que, aún habiendo implementado exitosamente estos cambios morfológicos para sobrevivir en el medio terrestre, muchos organismos regresaron a las aguas tras un tiempo y continuaron su evolución como animales acuáticos (tal el caso de los *Ictiosaurios*, que analizaremos más adelante) (Manley y otros, 2017; UCMP, 2021).

Los fósiles corporales de tetrápodos más antiguos corresponden a los géneros *Ichthyostega* ("techo -por la forma de su cráneo- de pez" en griego antiguo) y *Acanthostega* ("techo espinoso", por su morfología ósea craneal, en griego), ambos del periodo Devónico Superior y considerados organismos de transición entre peces y anfibios porque compartían características de los dos grupos; aunque el primero era considerablemente más grande y pesado que el segundo (1,5 m y 0,50 m de largo, respectivamente), los dos tenían rasgos similares, como una cola muy aplanada para propulsarse en el medio acuático y patas no desarrolladas por completo que, si bien les permitían desplazarse bajo el agua de los pantanos donde habitaban, no bastaban para que pudieran caminar en tierra con el cuerpo levantado del suelo, por lo que se estima que debieron desplazarse arrastrándose cuando salían de las aguas (Badii y otros, 2008; Historia de la Tierra, 2023a).

Amén de estos significativos cambios en la biosfera, el Devónico resulta mayormente reconocido por la ocurrencia de dos eventos superlativos: el desarrollo de la segunda era glacial del eón Fanerozoico y el episodio de extinción masiva que le siguió, ambos hacia el final del periodo. Al respecto, los dos sucesos se encuentran rodeados de controversias y, en muchos sentidos, aún en la actualidad mantienen dividida a la comunidad científica.

En principio, así como el periodo se destacó por sus importantes hitos evolutivos, también sobresalió por su inestabilidad ambiental y climática tanto

en el corto como en el largo plazo (De Vleeschouwer y otros, 2014; Carmichael y otros, 2019); en consecuencia, aunque la mayoría de los estudios estiman que se trató de un intervalo de transición del clima cálido de invernadero del periodo Silúrico hacia un clima de casa de hielo que se prolongó hasta más allá del periodo Carbonífero, caracterizado por una gran variabilidad de la proporción de CO2 en la atmósfera que, por caso, pasó de aprox. 2.000 ppm en el Devónico temprano a menos de 1.000 ppm en el Devónico tardío (Caputo, 1985; De Vleeschouwer, 2013; Brugger y otros, 2019; Zhang y otros, 2021b), no faltan las investigaciones que sugieren que el clima cálido de invernadero se extendió desde el Silúrico temprano hasta mediados del Carbonífero temprano y que el Devónico Superior sólo fue una breve interrupción fría, acompañada de formaciones de hielo, de esta larga tendencia cálida (Dickins, 1993; Brezinski y otros, 2008). Sobra aclarar que ambos escenarios climáticos, signados por sus características específicas, tuvieron amplias repercusiones en los mares y la biosfera.

Como corolario de esta cuestión, algunos informes, basándose en el prolongado intervalo de enfriamiento global que probablemente comenzó en este periodo, suelen incluir a la glaciación del Devónico Superior como una primera etapa de la posterior era glacial del Paleozoico tardío, que se extendió hasta el Pérmico tardío (Yu y otros, 2020; Jurikova y otros, 2025), no obstante, la mayor parte de la comunidad académica concuerda con el tratamiento de la era glacial del Devónico Superior como un acontecimiento independiente con características paleoclimáticas y geológicas particulares.

Por consiguiente, en términos generales, se ha descrito a la era glacial del Devónico Superior (ocurrida hace aprox. entre 375-370 Ma, según las distintas fuentes, próxima al límite entre las edades Frasniana y Fameniana) como un evento repentino y de corta duración, con alcance global (el volumen de hielo acumulado probablemente pudo ser similar al que se encuentra en la Tierra en la actualidad) (Earle, 2025), acompañado por un aumento general de las precipitaciones en las latitudes bajas y una importante caída del nivel del mar, y que tuvo considerables repercusiones en la biota marina (Caputo, 1985; Brezinski y otros, 2008; Isaacson y otros, 2008). En cuanto a las causas de la glaciación, existe un consenso general en torno a que la gran inestabilidad padecida por el ciclo global del carbono durante el periodo se erige como su causa principal (Averbuch y otros, 2005; Percival y otros, 2018; Carmichael y otros, 2019), aunque los mecanismos que impulsaron esta notoria variabilidad son todavía materia de discusión y, por ello, múltiples teorías se han presentado al respecto.

La hipótesis más aceptada ha sugerido que la rápida evolución de las plantas terrestres fue el protagonista principal del cambio climático que afectó al periodo, pues los primeros bosques tupidos de varios pisos que colmaron los continentes influyeron decisivamente en los sistemas biofísicos de la Tierra de variadas maneras: i) se convirtieron en ávidos consumidores de CO2 para abastecer sus procesos de fotosíntesis; ii) modificaron en un corto tiempo el albedo planetario; iii) proveyeron el primer desarrollo de tierra vegetal gruesa y

el secuestro de CO2 en los yacimientos de carbón; iv) motivaron un cambio sustantivo en los perfiles de meteorización de silicatos a través de sus sistemas radiculares más grandes y profundos, la elevación de los índices de humedad por acción de la evapotranspiración, y la probable segregación de ácidos orgánicos; v) este último proceso, además, contribuyó a desintegrar las rocas subyacentes a los bosques y liberar nutrientes fundamentales a un ritmo acelerado, los cuales, arrastrados por ríos, arroyos y la escorrentía continental, llegaron a los océanos y aumentaron considerablemente la productividad marina primaria (proceso denominado eutrofización),[40] y consecuentemente, también el consumo de CO2 atmosférico; vi) esta mayor productividad marina, a su vez, incrementó significativamente las tasas de enterramiento de carbono al concluir el ciclo vital del fitoplancton y provocó graves consecuencias en el ciclo global del carbono, además de la biota marina (De Vleeschouwer y otros, 2014; De Vleeschouwer y otros, 2017; Percival y otros, 2018; Carmichael y otros, 2019; Algeo y Shen, 2023; Bentley y otros, 2024; Jurikova y otros, 2025).

De este modo, para muchos estudios de nuevo la evolución de la biosfera primitiva, a través de la irrupción a gran escala de las plantas terrestres, habría impulsado un cambio rotundo en la dinámica del SC y el desarrollo de la Tierra, al desencadenar un importante proceso de enfriamiento global durante el periodo Devónico Superior por la afectación del ciclo planetario del carbono, no obstante, en contraposición, algunas investigaciones, sin desdeñar el rol protagónico de las plantas, han sugerido que éstas, más que actuar como grandes perturbadoras del ciclo del carbono, ayudaron a mantenerlo estable atenuando el impacto de otros factores extrínsecos transitorios, como la caída de meteoritos o las erupciones volcánicas, mediante el secuestro de carbono asociado a su notable crecimiento, por lo que han puesto en cuestionamiento la participación decisiva que tradicionalmente se les ha otorgado en el desarrollo de la glaciación del periodo (Retallack y Huang, 2011; Carmichael y otros, 2019).

Otra hipótesis ha apuntado que la intensa actividad tectónica desplegada durante el Devónico Superior fue la principal responsable del cambio climático hacia una condición de casa de hielo, a través de diversos mecanismos que incluyen: i) el desplazamiento del bloque continental Gondwana respecto del polo sur; ii) la colisión y elevación de las placas continentales que provocaron la formación de grandes cadenas montañosas (como el proceso orogénico varisco)[41] y, con ello, la perturbación del ciclo global del carbono mediante dos

[40] La *eutrofización* consiste en un proceso ecológico por el cual un cuerpo de agua (lago, río, mar) se enriquece en exceso de nutrientes, causando un crecimiento descontrolado de algas y plantas acuáticas (floraciones algales), lo que enturbia el agua, bloquea la luz solar, provoca la muerte de la vegetación del fondo y consume el oxígeno al descomponerse la materia orgánica, haciendo que otros organismos no puedan sobrevivir (Ares, 2016).

[41] El *Cinturón Varisco* (también llamado Orógeno Hercínico) se extiende por más de 3.000 km desde los Apalaches, pasando por el sur de Iberia, hasta el noreste de Bohemia, y tiene un grosor de entre 700 y 800 km, y se formó durante el Paleozoico tardío como resultado de la convergencia y posterior colisión de los dos principales paleocontinentes del periodo, Laurasia

instancias vinculadas: por un lado, la intensificación de la meteorización por silicatos en las áreas continentales, y por otro, el enterramiento masivo de carbono orgánico en cuencas parcialmente confinadas debido a la reducción, inducida por las colisiones de las placas, de las comunicaciones marinas ecuatoriales entre los océanos PaleoTetis[42] y Pantalasa, y aún el cierre progresivo del mar de Rheic;[43] iii) el aumento de la actividad volcánica que derivó en importantes inundaciones basálticas, sobre todo en la región de Siberia (Rusia) (ahondaremos más sobre esta cuestión en breve), y probablemente acabó en una aceleración de los ciclos de meteorización y secuestro de CO2 atmosférico (Caputo, 1985; Averbuch y otros, 2005; Courtillot y otros, 2010; Eckelmann y otros, 2014; Earle, 2025). Este repunte de la actividad tectónica de placas se considera, asimismo, el preludio de la formación del supercontinente Pangea, tema que abordaremos con mayor profundidad en el siguiente capítulo.

Una hipótesis alternativa a las dos anteriores, intenta destacar el papel fundamental del *forzamiento climático astronómico* (FCA) (*Astronomical Climate Forcing*, en inglés) como disparador de los cambios biogeoquímicos que, en conjunción con otros factores, condujeron al proceso de enfriamiento global que experimentó el Devónico Superior. En términos sencillos (profundizando en una temática que habíamos anticipado cuando abordamos el funcionamiento del BET), el FCA remite a los cambios en el SC provocados por las variaciones posicionales de la Tierra respecto del Sol, y se fundamenta en la teoría elaborada por el astrónomo y geofísico serbio M. Milankovitch, quien planteó que los efectos colectivos a largo plazo de las variaciones en tres tipos de movimientos orbitales terrestres afectaban la cantidad y el alcance de la radiación solar (denominada *insolación*) que llega a la parte superior de la atmósfera, convirtiéndose así en un factor determinante del clima de la Tierra en escalas de tiempo prolongadas, especialmente, del inicio y final de las glaciaciones (NASA, 2020). Dichos movimientos orbitales cíclicos (conocidos como los *Ciclos de Milankovitch*) producen variaciones de hasta un 25% en la cantidad de insolación que ingresa por las latitudes medias del planeta, y comprenden la combinación de tres movimientos particulares: a) la forma de la órbita de la Tierra *(excentricidad)*; b) el ángulo en el que el eje de la Tierra esta

---

y Gondwana, resultando en plegamientos, fallas y cabalgamientos que perviven hasta el presente (Ferriday y Montenari, 2016).

[42] El océano *Paleo-Tetis* fue un antiguo y vasto océano de la era Paleozoica que separaba los bloques continentales de Gondwana (al sur) y de Laurasia (al norte), abriéndose y cerrándose a lo largo de millones de años, y que eventualmente dio origen al Océano Tetis (o Neo-Tetis) durante la era Mesozoica (Misachi, 2017).

[43] El océano de *Rheic* fue uno de los océanos más importantes de la era Paleozoica, y se encontraba entre los bloques continentales de Laurentia y Gondwana. Se formó durante el Ordovícico Inferior, alcanzó su máxima anchura con el cierre de Jápeto (otro importante mar de la época) en el Silúrico, comenzó a cerrarse en el Devónico, proceso que continuó durante el Misisipiense hasta que finalmente se cerró con la formación de Pangea, al final de la era Paleozoica (Nance y otros, 2012).

inclinado con respecto al plano orbital terrestre *(oblicuidad)*; c) la dirección en la que apunta el eje de rotación de la Tierra *(precesión)* (Ibíd.). Los ciclos de Milankovitch, si bien mantienen cierto nivel de controversia dentro de la comunidad científica (Comellas, 2011), se han convertido en una importante herramienta para el estudio de los patrones paleoclimáticos a largo plazo de la Tierra y representan un estadio de mayor complejidad de la interdependencia entre los sistemas físicos planetarios que ya habíamos mencionado en un capítulo previo.

Varias investigaciones han sugerido que el registro geológico del Devónico evidencia estructuras cíclicas que pueden interpretarse como el resultado de ciclos astronómicos coincidentes con la teoría de Milankovitch y, por ello, remarcan el rol crucial que tuvo el forzamiento astronómico en la constitución del cambio climático que atravesó el periodo (De Vleeschouwer y otros, 2017; Brugger y otros, 2019); particularmente, algunos estudios se enfocaron en las huellas geológicas de la transición de un clima cálido de invernadero extremo durante el Frasniano hacia un clima de casa de hielo durante el Fameniano tardío, y estimaron que los movimientos de precesión y de excentricidad controlaron los cambios ambientales cíclicos responsables de los ritmos litológicos,[44] mientras que la oblicuidad dejó una huella débil e intermitente en el registro sedimentario, lo cual resulta coherente con el desarrollo de un clima cálido de invernadero como el que afectó a gran parte del tramo inicial del Devónico Superior (De Vleeschouwer y otros, 2013; 2014). En este sentido, si bien múltiples registros geológicos del periodo Devónico sugieren que efectivamente se puede reconocer el efecto del FCA en las tendencias climáticas a largo plazo, todavía resta dilucidar con mayor precisión la relación que éste mantuvo con otras tendencias y eventos que se suscitaron en el mismo intervalo, específicamente, el episodio de extinción masiva ocurrido en el Devónico Superior, objeto de estudio sobre el que la mayoría de las investigaciones del campo de la cicloestratigrafía[45] se han volcado profusamente, como veremos en breve.

Aparte de contar con la relativamente exigua era glacial, con sus importantes consecuencias sobre el medio ambiente y la biosfera, el Devónico Superior se destacó por el desencadenamiento de uno de los episodios de extinción masiva más significativos de la historia de la Tierra, aunque, al igual que la caracterización de la glaciación precedente, éste tampoco se encuentra exento de incógnitas y controversias. Así, como habíamos acotado en un principio, los trabajos pioneros en el estudio de las extinciones masivas mencionaban únicamente cuatro grandes eventos, dejando fuera de la clasificación al

[44] La *litología* (también denominada como petrografía) es la rama de la geología que se ocupa exclusivamente del estudio de las rocas, analizando su composición, textura, origen y distribución (RAE, 2024a).

[45] La *cicloestratigrafía* es la rama de la geología que estudia los procesos periódicos que quedan registrados en las sucesiones estratigráficas, en relación con los ciclos orbitales terrestres (Martín-Chivelet y otros, 2015).

episodio del Devónico Superior por no considerarlo estadísticamente significativo en comparación con la tasa de extinción de fondo (Bambach y otros, 2004; Levinton, 2013; Carmichael y otros, 2019;). Posteriormente, una vez incorporado a las B5 de manera casi obligada, las clasificaciones de severidad taxonómica ubicaron al episodio en el quinto lugar entre los más severos (es decir, sería el segundo de las B5 en orden cronológico y el quinto en cuanto a orden de magnitud), pero esta clasificación ha recibido varias críticas por la metodología utilizada y, también, por la propia estructuración del evento, pues, por un lado, si se clasificaran por separado cada uno de los pulsos de extinción que lo componen, su posición individual en el ranking general de extinciones sería muy distinta (Ibíd.); mientras que, por otro lado, una gran mayoría de estudios dan por sentado que el principal pulso de extinción del episodio (el denominado *Evento Kellwasser* del límite Frasniano-Fameniano) por sí solo amerita ubicarse dentro de las B5, dejando de lado al resto de los pulsos del periodo (Cole y Coates, 2010; Ma y otros, 2016; Zhang, Deng y otros, 2021a). Asimismo, otros informes han cuestionado que el evento sea directamente categorizado como un evento de extinción masiva y han presentado evidencias de que, en comparación con los demás integrantes del B5, la biocrisis del Devónico Superior se erige más bien como un evento de reducción drástica en el origen de las especies (provocado probablemente por las migraciones de especies invasoras), que un estadio de extinción masiva propiamente dicho (Bambach y otros, 2004; Racki y otros, 2019); por consiguiente, ciertos sectores de la comunidad académica prefieren conceptualizar el episodio como un *agotamiento masivo* o *crisis de biodiversidad*, en lugar de considerarlo como un evento de extinción de especies, lo cual no hace más que avivar la polémica que, dicho sea de paso, lejos se encuentra de una posible solución debido a las dificultades que interpone la variable expresión del registro fósil para poder inclinarse hacia una u otra postura (Ma y otros, 2016; Carmichael y otros, 2019).

En este sentido, las raíces de estas controversias se afincan en la propia constitución del episodio de extinción masiva del Devónico Superior que, a pesar de la relativamente abundante evidencia geológica, presenta varias características muy peculiares que todavía desconciertan a la ciencia: a modo de síntesis general, se ha estimado que, a diferencia de otros eventos de extinción, no se trató de un único episodio, sino que abarcó una numerosa serie de pulsaciones de variada intensidad de pérdida de taxones (con picos muy significativos), con una alternancia entre periodos de mejoría y empeoramiento, que se extendieron a lo largo de más de 20 Ma (Percival y otros, 2018; Carmichael y otros, 2019; Algeo y Shen, 2023; Bentley y otros, 2024). Aunque se reconoce su gran impacto en la biosfera, en la bibliografía especializada el evento exhibe un porcentaje de pérdida de taxones que suele cubrir un amplio rango que se extiende desde el 40% hasta más del 80% (Cole y Coates, 2010; Barash, 2017; Zhang, Deng y otros, 2021a; Ritchie, 2022). En cuanto al ámbito de los impactos, se ha señalado que afectó principalmente a los ecosistemas marinos ubicados en zonas tropicales y de baja latitud, incluyendo a fauna no marina por la ausencia de refugios ambientales, pero

este impacto no tuvo un carácter cosmopolita, sino que presentó un alcance más específico puesto que se ha sugerido que cada pulsación afectó a grupos de taxones puntuales en cada ocasión (Cole y Coates, 2010; Carmichael y otros, 2019; Lu y otros, 2021; Zhang, Deng y otros, 2021a).

De la amplia serie de pulsaciones que conformaron el evento de extinción masiva, en la bibliografía especializada se suelen destacar dos principales en virtud de su enorme impacto en la biodiversidad: primero, el ya mencionado evento Kellwasser, desarrollado en el límite de las edades Frasniana y Fameniana (vale señalar que, por esta causa, también se lo conoce como el *evento Frasniano-Fameniano* -EFF-), que, aunque comprende dos etapas diferentes denominadas *Kellwasser superior* e *inferior* debido al estrato geológico que corresponde a cada uno, por lo general se presentan como un único episodio; y segundo, el *evento Hangenberg*, desarrollado en las proximidades del limite entre los periodos Devónico y Carbonífero. Respecto del evento Kellwasser, como habíamos anunciado, se lo ha considerado para integrar por sí solo el B5 debido a su enorme impacto en los ecosistemas (se estima que prácticamente arrasó con la totalidad de los constructores de arrecifes de aguas tropicales, como los corales estromatopóridos, rugosos y tabulados, además de muchos otros grupos de invertebrados bentónicos[46] y planctónicos) (De Vleeschouwer y otros, 2014; Percival y otros, 2018; Bentley y otros, 2024) y, en cuanto a su datación, la estimación más confiable indica que transcurrió hace aprox. 374 Ma, pero todavía persisten muchas dudas sobre esta cuestión entre los distintos estudios (Bond y Wignall, 2008; De Vleeschouwer y otros, 2017; Percival y otros, 2018). Por otro lado, el evento Hangenberg ocurrió hace aprox. 359 Ma (alrededor de 15 Ma después del evento Kellwasser) y, aparte de registrar importantes cambios litológicos y geoquímicos en la transición de los periodos Devónico y Carbonífero, afectó severamente la composición faunística de todos los niveles tróficos, con especial ahínco en los vertebrados, cuyas pérdidas a largo plazo rondaron el 50% de la diversidad existente (Caplan y Bustin, 1999; Cole y Coates, 2010).

En lo concerniente a la causa última responsable del episodio de extinción masiva (considerado de manera integral), existe un pleno consenso que apunta hacia la irrupción de un intenso proceso de anoxia oceánica, a pesar de que ciertos eventos anóxicos aislados podrían no estar relacionados con las biocrisis generalizadas (Carmichael y otros, 2019; Lu y otros, 2021; Bentley y otros, 2024); en oposición con este acuerdo unánime, el debate dentro de la comunidad científica persiste en derredor de los mecanismos involucrados en el origen y modulación de dichos procesos anóxicos, por lo cual se han presentado varias teorías de diversa índole que pretenden zanjar la cuestión. Una de las hipótesis más difundidas ha sugerido que la rápida evolución de las plantas terrestres, que poblaron los continentes bajo la forma de densos

[46] Los organismos *bentónicos* (o bénticos) son aquellos que habitan en el fondo de los cuerpos acuáticos (océanos, mares, ríos, lagos), desde la orilla hasta las profundidades abisales (RAE, 2021b).

bosques, no solamente contribuyó al enfriamiento progresivo del planeta, sino que también tuvo un rol protagónico en el desarrollo casi en simultáneo de la gran crisis biótica del Devónico tardío, a saber: al perecer masivamente las colonias de algas que se habían multiplicado de manera extraordinaria por causa del proceso de eutrofización inducido por la vegetación (como habíamos mencionado, la presencia de las plantas habría ayudado a que los océanos se colmaran de nutrientes y elementos clave que dispararon la producción primaria), su descomposición condujo a una disminución generalizada de los niveles de oxígeno en las aguas y la extensión de las denominadas *zonas de mínimo oxígeno* (OZM, siglas en inglés de *Oxygen-Minimum Zones*), con el consecuente aumento exponencial de la mortandad de las demás especies marinas (Retallack y Huang, 2011; Brugger y otros, 2019; Reershemius y Planavsky, 2021; Ritchie, 2022; Bentley y otros, 2024). No obstante, so pesar de erigirse como la explicación más difundida, esta hipótesis ha recibido ciertas críticas debido, fundamentalmente, a la dificultad de establecer una relación temporal precisa entre el desarrollo paleobotánico y las extinciones masivas marinas por la concurrente limitación del registro fósil de las plantas terrestres (Algeo y Shen, 2023). Aparte, otras voces expertas han argumentado que, si bien la hipótesis podría ser correcta, no tendría la escala necesaria para equipararse con la magnitud del episodio de desaparición biológica masiva pues los nutrientes transportados por los ríos y arroyos sólo podrían haber estimulado el proceso de eutrofización en las zonas cercanas a la costa o los estuarios, por lo que las OMZ hubieran tenido un alcance muy limitado y, en consecuencia, incongruente con una biocrisis de escala global (Carmichael y otros, 2019).

La intensa actividad volcánica desarrollada durante el periodo también ha sido señalada como probable causante del episodio de extinción masiva (De Vleeschouwer y otros, 2017; Brugger y otros, 2019; Lu y otros, 2021), particularmente luego de que se descubrieran en Siberia oriental los restos de las *Trampas de Viluy*,[47] una gran provincia ígnea que podría haber producido una enorme inundación basáltica durante el Devónico tardío (Courtillot y otros, 2010). De acuerdo con la investigación, la erupción se habría desenvuelto en dos pulsos de magmatismo: el primero, hace aprox. 376-374 Ma, coincidente con el evento Kellwasser del límite Frasniano-Fameniano, y el segundo hace aprox. 364-363 Ma, en correlación con el *evento Annulata* (uno de los tantos episodios de extinción de segundo orden del periodo) del Fameniano tardío (Percival y otros, 2018). Esta hipótesis, además, fue reforzada cuando se determinó que, en paralelo durante el mismo intervalo geológico, los rifts[48] de

[47] El término *trampa* deriva del vocablo sueco “trapp/trappa", que significa "escalera", y se utiliza en geología para describir la topografía escalonada o de terrazas característica de ciertos fenómenos volcánicos de considerable magnitud, como las grandes provincias ígneas (GSI, 2012).

[48] En geología, un *rift* (“fisura” en inglés) es una zona lineal donde la corteza terrestre se estira y separa debido a la divergencia de placas tectónicas (proceso de rifting), creando un valle hundido llamado “valle del rift”, caracterizado por laderas escarpadas y un bloque central que

Kola y Pripyat-Dnieper-Donets, en Europa oriental, más otras probables fuentes magmáticas de Irán y China, entraron en erupción también (Barash, 2017; Zhang, Deng y otros, 2021a). Al respecto, las estimaciones señalan que, en conjunto, dichas formaciones habrían liberado aprox. 2 Mkm3 (millones de kilómetros cúbicos) de material basáltico (Percival y otros, 2018). En cuanto a la forma en que la actividad volcánica habría provocado los episodios de extinción masiva, los estudios sugieren dos posibilidades: por un lado, los fenómenos magmáticos habrían expulsado una enorme cantidad de GEI a la atmósfera (principalmente CO2), lo que habría desencadenado una rápida secuencia de calentamiento global, anoxia oceánica, acidificación[49] de las aguas y, finalmente, una biocrisis marina general (Zhang, Deng y otros, 2021a); y por otro lado, se ha propuesto que los eventos volcánicos emitieron grandes cantidades de compuestos químicos nocivos y aerosoles a la atmósfera, que éstos condujeron a un calentamiento global y oscurecimiento atmosférico, lo que interrumpió los procesos de fotosíntesis y causó el estancamiento y la anoxia de los océanos, por lo tanto se desencadenó una perturbación generalizada de todos los procesos vitales que, finalmente, ocasionaron que gran parte de la biota marina se extinguiera (Barash, 2017). Aunque está teoría ha ganado muchos adherentes en los últimos tiempos, todavía persisten las dudas en torno a la datación de las inundaciones magmáticas de las Trampas de Viluy porque éstas no se correlacionan directamente con el pulso principal de extinción del límite Frasniano-Fameniano y aún la fecha establecida para el basalto de manera individual arroja una gran incertidumbre; aparte, en lo concerniente a la actividad ígnea de los márgenes de rifting localizados en Europa oriental, se mantienen las incógnitas sobre su magnitud dado que ésta no parece equiparable con la escala global del evento de extinción (Percival y otros, 2018).

Otra hipótesis ha propuesto que la caída de un gran asteroide fue responsable de la biocrisis, en vista de la importante cantidad de bólidos que, según el registro geológico, se precipitaron desde el espacio exterior durante el Devónico Superior (Barash, 2017; Brugger y otros, 2019; Lu y otros, 2021; Glikson, 2023). Entre estos impactos, la evidencia más concreta apunta al astroblema hallado en Siljan, Suecia, que posee un diámetro de entre 65 y 75 km, y cuya datación indica que se formó hace aprox. 377 Ma, una fecha coincidente con el comienzo del pulso de extinción Frasniano-Fameniano, según ciertos cálculos (Courtillot y otros, 2010). Se ha estimado que, tras el colosal impacto, grandes cantidades de compuestos químicos y partículas

---

se ha hundido entre dos fallas, que puede hallarse tanto en la superficie continental como bajo el océano. Por causa del estiramiento y adelgazamiento de la corteza terrestre, estás regiones suelen manifestar una importante actividad geológica como terremotos y erupciones volcánicas (FIVEABLE, 2025c).

[49] La *acidificación* del océano es el proceso de disminución del pH de las aguas durante un período prolongado, normalmente décadas o períodos más largos, causado esencialmente por la incorporación de dióxido de carbono (CO2) de la atmósfera, pero también por otras adiciones químicas o sustracciones del océano (IPCC, 2018).

fueron lanzados a la atmósfera, provocando un raudo calentamiento climático y oscurecimiento global, lo que impidió la actividad fotosintética y ocasionó el estancamiento y la anoxia oceánicos, y posteriormente la desaparición de la mayor parte de la biota marina (Barash, 2017). Las principales críticas contra esta teoría sostienen que, por una parte, la datación precisa del *Impacto de Siljan* (como se conoce al evento extraterrestre) se ha visto obstaculizada por la notoria alteración de muchas de las litologías del cráter y, aún minimizando el alto nivel de incertidumbre de las fechas obtenidas, se ha determinado que el impacto ocurrió mucho tiempo antes de que se desarrollara el evento del límite Frasniano-Fameniano (Percival y otros, 2018). Por otra parte, so pesar del imponente tamaño del cráter, los cálculos geofísicos estiman que la magnitud relativamente menor del impacto de Siljan habría resultado insuficiente para haber provocado una crisis biótica de alcance planetario como el acontecido en el Devónico Superior (Courtillot y otros, 2010). Igualmente, se han presentado evidencias de otros posibles candidatos dentro del marco de esta hipótesis, como el denominado *Impacto del Álamo* (cuyos restos geológicos se localizan en Nevada, EEUU), que se habría formado tras la caída de otro gran asteroide en el océano primitivo durante el tramo final del Devónico (Sandberg y otros, 2002), pero éste también ha sido objeto de cuestionamientos, al igual que el impacto de Siljan, debido a una falta de coincidencia en la datación con respecto a la ocurrencia del episodio de extinción, así como a una magnitud demasiado baja como para poder haberlo causado (Percival y otros, 2018).

Desde el campo de la cicloestratigrafía, asimismo, se ha sugerido que el FCA desempeñó un rol protagónico en el despliegue del evento de extinción masiva del límite Frasniano-Fameniano pues varios estudios indicaron que el registro geológico de los estratos superior e inferior de Kellwasser muestran una elevada influencia de los ciclos de Milankovitch, puntualmente, del ciclo de excentricidad, cuya periodicidad se ha calculado en aprox. 2,4 Ma (De Vleeschouwer y otros, 2013; 2014). Dicha evidencia señalaría que el forzamiento astronómico tuvo, como habíamos mencionado previamente, una notable incidencia durante el Devónico tardío en el ciclo global del carbono y que, a través de ésta, probablemente contribuyó a un rápido calentamiento del clima global y a una intensificación del ciclo hidrológico, y bajo estas condiciones climáticas, la confluencia entre el aumento del nivel del mar y de la meteorización continental, condujeron a la eutrofización de los mares poco profundos y, consecuentemente, a disparar las tasas de mortandad de la biota marina por causa de la anoxia oceánica (De Vleeschouwer y otros, 2017). De este modo, aunque el FCA no fuera el causante final del evento de extinción masiva, sí habría tenido un papel rector al influir decididamente en la dinámica de los múltiples factores, con el ciclo del carbono como motor central, que ocasionaron la biocrisis del Devónico Superior (Ibíd.). Igualmente, otra serie de estudios de campo fueron más allá en sus conclusiones y han sugerido que el forzamiento astronómico directamente moduló la expresión de cada uno de los factores de estrés ambiental (según la evidencia que éstos han presentado, los índices geoquímicos orgánicos e inorgánicos de anoxia y euxinía oceánica, la productividad primaria marina, los aportes de suelos y de sedimentos

clásticos[50] muestran fluctuaciones sincrónicas que habrían sido controladas por el ciclo de precesión orbital) que, en conjunto, condujeron a la extinción masiva del Frasniano-Fameniano (Lu y otros, 2021). A pesar de estas afirmaciones, todavía persisten ciertas dudas acerca de la función que pudo haber cumplido el FCA en el inicio y/o desarrollo de la crisis biótica del tramo final del periodo Devónico (De Vleeschouwer y otros, 2014).

Finalmente, se han presentado, en conjunto y por separado, otras dos hipótesis interrelacionadas que también pretenden develar el misterio que cubre al episodio de extinción masiva del Paleozoico medio: varias investigaciones han sugerido que los rápidos cambios del nivel del mar durante el periodo fueron la causa principal de la alta mortandad de la biota marina (Barash, 2017; Brugger y otros, 2019; Zhang, Deng y otros, 2021a). Concretamente, los registros geológicos muestran evidencias de una prolongada secuencia de veloces cambios *eustáticos* (esto es, la variación global del nivel del mar respecto a los continentes), hasta 18 fluctuaciones seguidas, que coinciden temporalmente con el desarrollo de la biocrisis (Sandberg y otros, 2002) y, por tanto, se ha propuesto que existe un fuerte vínculo entre anoxia marina, transgresión y extinción masiva (Bond y Wignall, 2008); no obstante, aún con este importante cúmulo de evidencia geológica como respaldo, subsisten opiniones contradictorias dentro de los círculos académicos respecto de la interpretación de la secuencia de fluctuaciones eustáticas pues, para unos sectores, son prueba suficiente de su vínculo causal con los frecuentes episodios de anoxia oceánica del periodo, mientras que para otros resulta insuficiente si no se tienen en consideración otros factores biofísicos que también se desarrollaron en dicho intervalo temporal, como, por ejemplo, el enfriamiento global experimentado hacia el final del Devónico (Ibíd.).

Por otro lado, el cambio climático, repentino y de escala planetaria, también se ha propuesto como causa primordial del evento de extinción masiva; fundamentalmente, el progresivo enfriamiento atmosférico resultante de la transición de un clima cálido de invernadero hacia una condición climática de casa de hielo, con una significativa glaciación como corolario principal, acaecido durante el cierre del periodo Devónico (Percival y otros, 2018; Carmichael y otros, 2019; Zhang, Deng y otros, 2021a; Algeo y Shen, 2023). De manera similar a lo acontecido durante el enfriamiento climático de la transición de los periodos Ordovícico-Silúrico, la investigación ha estimado que la temperatura media superficial de las aguas oceánicas descendió entre 3-6℃ en las latitudes bajas, justo antes de que se desatara la biocrisis registrada en el estrato Kellwasser superior, y este drástico cambio tuvo un efecto fatal en la fauna marina de aguas cálidas, en especial, los arrecifes de metazoos (Huang

[50] Las rocas sedimentarias de tipo *clástico* son aquellas que se forman a partir de fragmentos de rocas y minerales preexistentes, conocidos como “clastos”, que varían en tamaño (por ejemplo, grava, arena, limo y arcilla), y su transporte y deposición desempeñan un papel clave en la configuración de los entornos sedimentarios y los procesos de formación de rocas (FIVEABLE, 2025a).

y otros, 2018). En estrecha relación, otros estudios sugirieron que este enfriamiento global gradual que culminó en la breve glaciación del Devónico tardío, también produjo un importante cambio en la química oceánica y un posterior aumento de la eutrofización que condujo, a su vez, a una anoxia generalizada y la desaparición de una significativa proporción de la biota marina (Caplan y Bustin, 1999). La principal crítica hacia esta hipótesis radica en que todavía no existe una consideración unívoca sobre el cambio climático desatado en el periodo y, por tanto, resulta difícil el establecimiento de una relación causal directa entre el enfriamiento global y el episodio de extinción masiva (Huang y otros, 2018).

Adoptando una postura más holística, varios estudios han considerado en conjunto estas dos últimas hipótesis en vista del estrecho vínculo que existe entre glaciaciones y fluctuaciones eustáticas (Sandberg y otros, 2002; Bond y Wignall, 2008; Brezinski y otros, 2018), pero aún tomadas en combinación las críticas siguen siendo las mismas que mantienen por separado en tanto que el desarrollo del proceso de enfriamiento climático y la rápida secuencia de transgresión/regresión oceánica se pueden interpretar de diversas maneras, sin acabar por explicar definitivamente su relación causal con el evento de extinción del límite Frasniano-Fameniano.

De esta forma, al fragor de una importante crisis paleoclimática, que incluyó una breve pero trascendente era glacial y un ciclo de extinción masiva profundo y prolongado, culminó el Devónico para dar comienzo al periodo Carbonífero.

2.4.4 Los periodos Carbonífero y Pérmico

El tercio final de la era Paleozoica (que abarca los periodos Carbonífero, 359-299 Ma, y Pérmico, 299-251 Ma) estuvo signado por importantes acontecimientos históricos: el desarrollo de la era glacial más larga y cruda del eón Fanerozoico (la denominada *Glaciación Karoo*), la formación del supercontinente *Pangea* (el más joven de este tipo de formaciones continentales) y un desenlace en la transición hacia la era Mesozoica atravesado por el peor evento de extinción masiva jamás registrado (el de mayor magnitud de las B5).

Amén de este final catastrófico, el comienzo del periodo Carbonífero fue muy alentador para el devenir de la vida en la Tierra: tras la debacle dejada por la prolongada biocrisis del Devónico Superior, los ecosistemas y organismos supervivientes experimentaron una notable recuperación y radiación biológica; así, en los mares proliferaron los equinodermos, las familias de peces y los arrecifes de coral, mientras que en los ecosistemas terrestres, los frondosos bosques de encumbrados árboles leñosos y helechos gigantes, a la par de la abundancia de agua que abastecía los enormes pantanos y humedales (Badii y otros, 2008), se enriquecieron aún más con la diversificación de las primeras plantas gimnospermas pues, a pesar de que todavía persisten las dudas sobre su origen y los distintos estudios paleobotánicos han estimado su datación desde el Devónico Medio hasta el Carbonífero temprano (Sánchez, 2021; Dolph, 2023; Radford, 2023; Yang y otros, 2024), el registro fósil ha confirmado de manera inequívoca su fuerte presencia desde el Pérmico Superior (Zhifeng y Thomas, 1989; Davis y Schaefer, 2011; Nagalingum y otros, 2011; Feng y otros, 2017). Las *Gimnospermas* ("semilla desnuda" en griego), parte fundamental del supergrupo de las *Espermatofitas* (“plantas con semillas” en griego), constituyen un amplio grupo de plantas vasculares de apariencia arbórea, tronco leñoso, con tendencia a la condición perenne (mantienen su follaje durante todo el año), que carecen de flores y frutos, y cuya característica definitoria consiste, como su nombre indica, en la producción de semillas desnudas, esto es, que no se encuentran cubiertas por un carpelo,[51] sino que se desarrollan dentro de un cono o piña (Fernández, 2021; Sánchez, 2021; Dolph, 2023); además, otro rasgo clave de las gimnospermas consiste en que el polen que producen se transporta por aire impulsado por el viento y, por ende, su reproducción no requiere de agua para la transferencia de polen como otras plantas ancestrales, esta innovación evolutiva ha posibilitado que éstas se adapten con mayor eficiencia a los más variados hábitats terrestres (sobre todo, los climas fríos y las zonas montañosas) (Ibíd.). Las gimnospermas, asimismo, se encuentran entre las plantas de mayor envergadura y longevidad,

[51] Se conoce como *carpelos* a las hojas modificadas que forman la parte reproductiva femenina de las flores y se cierran sobre sí mismos para proteger los órganos reproductores y almacenar las semillas hasta el momento idóneo para su liberación (Acosta, 2022).

con especies que fácilmente pueden superar los 100 m de altura y los 1.000 años de antigüedad, y actualmente se componen de cuatro grupos morfológicamente distintos: las *cícadas* (de apariencia semejante a las palmeras, que cuentan generalmente con un tronco leñoso recto no ramificado acabado en una corona verde de hojas *pinnadas* -con forma de pluma- y rígidas); el *ginkgo* (de mediana altura y copa de forma cuasi cónica, con ramas rectas y empinadas, y hojas verdes de mediano tamaño y forma de abanico, del que solamente sobrevive una especie actualmente); las *coníferas* (los árboles y arbustos con copa cónica, de hojas escamosas, estrechas y de poca superficie, con troncos rectos y leñosos que pueden alcanzar una gran altura; que en el presente se erigen como el grupo principal de gimnospermas porque concentran el 58,5% de todas las especies vivas y, en general, ocupan el 39% del total de las áreas boscosas de la Tierra, especialmente los bosques boreales y montañosos subtropicales a mayores elevaciones); y las *gnetofitas* (un linaje de arbustos con una combinación de caracteres inusuales y poco conocidos) (Davis y Schaefer, 2011; Yang y otros, 2024). El fósil más antiguo conocido de manera inequívoca de una planta gimnosperma corresponde a una cícada denominada *Crossozamia* (descubierto en China en el siglo XIX), que vivió hace aprox. 270 Ma, a principios del Guadalupiense, aunque debemos mencionar que se han hallado hojas fósiles más antiguas, del periodo Carbonífero, pero muchos sectores del campo de la paleobotánica han cuestionado su validez y atribución a las cícadas debido a la ausencia de evidencia anatómica concluyente (Zhifeng y Thomas, 1989; Davis y Schaefer, 2011; Feng y otros, 2017). En la actualidad solamente sobreviven entre 850 y 1.000 especies de gimnospermas, apenas una fracción de lo que fueron en el pasado remoto pues, de acuerdo con la evidencia fósil, esta gran familia diversa tuvo una presencia muy fuerte en el Paleozoico tardío (un dato clave radica en que fueron parte importante de los inmensos bosques que quedaron enterrados bajo el lodo y, con el paso del tiempo, siguiendo el proceso natural del ciclo lento del carbono, se convirtieron en los grandes yacimientos de carbón que perduran hasta la actualidad; de aquí, consecuentemente, se desprende el nombre del periodo Carbonífero) y fue ampliamente dominante durante el Jurásico y el Cretácico (Davis y Schaefer, 2011; Dolph, 2023; Radford, 2023).

Aparte de este significativo avance del reino vegetal, el cierre del Paleozoico tardío fue otro gran intervalo de especiación de la clase Insecta: de acuerdo con los resultados del mega proyecto 1Kite (citado ya en varias oportunidades), durante el Misisípico (hace aprox. 345 Ma) eclosionaron los primeros linajes de gran parte de las especies que existen actualmente, como los escarabajos, las hormigas, las abejas, las cucarachas, las mariposas, etc. (Misof y otros, 2014; Faculty of Sciences, 2024). Sin embargo, en el campo de la paleoentomología, el periodo Carbonífero sobresale por la presencia ineludible de los artrópodos gigantes, como el *Meganeura Monyi* (“grandes nervios” más el nombre de su descubridor en griego antiguo), el insecto volador más grande que jamás haya existido, de apariencia similar a las libélulas actuales, que habitó los densos bosques del Pensilvánico Superior, hace aprox. 300 Ma, y contaba con dos

pares de alas de más de 70 cm de longitud, ojos hipertrofiados y agudas mandíbulas que le permitían volar de manera rápida y precisa entre los árboles para atrapar a sus presas (insectos más pequeños) (González y Béjard, 2023; Marinone, 2024); y como el *Arthropleura armata* ("costillas articuladas armadas" en griego antiguo), semejante a un milpiés moderno, cuyo cuerpo formado por múltiples segmentos con varias patas a los costados (hasta ocho pares por cada seis segmentos, y en total contaba con unos 30 segmentos) podía medir más de 2,5 m de longitud y pesar hasta 50 kg, lo que lo convirtió en el invertebrado terrestre más grande jamás conocido (Akinde, 2024; Askham, 2024). En lo concerniente a las causas de este gigantismo extremo, los estudios han sugerido que tanto la mayor concentración de oxígeno en la atmósfera (aprox. 35%, casi el doble del nivel actual cercano al 21%) como la ausencia de depredadores importantes (tendrían que pasar aún varios cientos de Ma para la consolidación de su principal enemigo, las aves) contribuyeron a que los insectos del periodo alcanzaran dimensiones extraordinarias (González y Béjard, 2023; Askham, 2024; Marinone, 2024).

Prácticamente en simultáneo, entre los vertebrados se produjo también una de las innovaciones evolutivas más trascendentales para el futuro desarrollo del ecosistema global: el surgimiento de los *amniotas*, el clado de los tetrápodos que incluye a todas las aves, mamíferos y reptiles, vivos y extintos, representando el 75% de las especies de vertebrados terrestres existentes (Manley y otros, 2017; Ford y Benson, 2020). Tras la aparición de los primeros tetrápodos en el Devónico Superior, como mencionamos en el capítulo previo, durante el Carbonífero Inferior éstos experimentaron una formidable radiación biológica en los grandes humedales y pantanos que poblaban los continentes, dejando restos fósiles de importantes especies anfibias como el *Pederpes finneyae* ("pie de Peder", descubridor del género, más el nombre del descubridor de la especie en griego) (el tetrápodo anfibio más antiguo conocido, que habitó durante el Misisípico Inferior, y contaba con patas apuntando hacia adelante, no hacía los lados como sus ancestros, prueba indiscutible de una adaptación más eficiente para desplazarse sobre la tierra; también tenía un cráneo estrecho, lo que sugiere que sus pulmones se llenaban mediante una acción muscular, a diferencia de una bolsa gástrica, aunque conservaba aún el oído estructurado para funcionar mejor debajo del agua) y el *Capetus palustris* ("Capetus de los pantanos" en latín) (uno de los primeros tetrápodos del Carbonífero Superior, que poseía un cráneo voluminoso y un cuerpo de gran tamaño) (Sequeira y Milner, 1993; George y Blieck, 2011; Stewart, 2012). A partir de un grupo de estos primeros tetrápodos con apariencia de reptiles, surgió durante el Carbonífero Superior (hace aprox. entre 320-310 Ma) una estructura biológica novedosa: el *huevo amniótico*, un tipo de huevo que, a diferencia de los producidos por los tetrápodos anfibios, estaba conformado internamente por una serie de membranas especializadas que proporcionaban al embrión en desarrollo un entorno líquido constante, además del almacenamiento de nutrientes y el aislamiento de los desechos nitrogenados; y externamente por un cascarón, rígido o flexible, que, por su porosidad, facilitaba el intercambio de gases (esencialmente oxígeno y CO2) y

la baja pérdida de líquidos, y por su resistencia permitía que fuera depositado en tierra firme (MacWhirter, 2009; Manley y otros, 2017; Rutland y otros, 2019; Historia de la Tierra, 2023b). Esta configuración innovadora presentaba numerosas ventajas evolutivas clave ya que permitió el desarrollo de un embrión de mayores dimensiones (incluyendo un cerebro más grande) y de un crecimiento más acelerado (una importante distinción con respecto a los huevos que ponían los tetrápodos anfibios, que no tenían cáscara, sino que estaban cubiertos con una gruesa capa gelatinosa que no resultaba adecuada para alcanzar tamaños grandes y también restringía la entrada de oxígeno hacia el interior) (Ibíd.), además del hecho de evitar la necesidad de atravesar por una fase larvaria, como sucedía con los primeros tetrápodos, porque el embrión ya se formaba con las características morfológicas que tendría de adulto (López Bosch, 2016a; Castellanos, 2018). En este sentido, vale aclarar que los mamíferos son también amniotas, a pesar de que el embrión se desarrolla dentro del cuerpo de la hembra y no dentro de huevos como sucede con las aves y los reptiles (con excepción de los monotremas)[52] debido a que este proceso de gestación interna aún mantiene presente las membranas amnióticas legadas del antepasado común que hermana a estos tres grupos de vertebrados (Manley y otros, 2017; Open Stax College, 2018).

A pesar de que se desconocen las causas precisas que confluyeron en la aparición de esta formidable innovación biológica, algunas investigaciones han sugerido que fue el producto de la competencia locomotriz terrestre en el grupo troncal de los tetrápodos ancestrales, sobre todo tras la formación del supercontinente Pangea (tópico que abordaremos más adelante en este mismo capítulo con mayor detalle), que reunió formas de vida distintas de continentes antes separados, las cuales se entremezclaron y permitieron la conformación de un conjunto significativamente mayor de variación natural y presiones de selección que favorecieron a los organismos capaces de reproducirse independientemente de un entorno acuático (MacWhirter, 2009; Long y otros, 2025). Acerca de esta última cuestión, existe un consenso mayoritario en la comunidad académica de que esta novedad evolutiva, junto con el desarrollo de la piel con escamas (esencialmente formada a partir de la proteína queratina y de lípidos cerosos) que también limitaba en gran medida la deshidratación (Open Stax College, 2018; Rutland y otros, 2019), posibilitó que el clado de los tetrápodos amniotas conquistara exitosamente los ambientes terrestres y tuviera un mayor impacto tanto en términos de diversidad como de disparidad en comparación con los tetrápodos anfibios, quienes, a pesar de que ocasionalmente podían aventurarse tierra adentro, debían mantenerse atados a los ambientes acuáticos debido a la fragilidad de su piel y la necesidad de poner sus huevos bajo el agua, lo cual limitó considerablemente sus posibilidades de expansión territorial, sobre todo en un periodo (la transición del

[52] Los *monotremas* son los mamíferos más primitivos del presente e incluyen a los ornitorrincos y los equidnas, oriundos de Oceanía, pero volveremos con más detalle sobre éstos en un próximo capítulo.

periodo Carbonífero al Pérmico) de cambio climático que, junto con la creciente continentalidad[53] de Pangea, provocaron que amplias regiones estuvieran atravesadas por condiciones climáticas de aridez persistente (MacWhirter, 2009; Historia de la Tierra, 2023b; Long y otros, 2025).

Si bien el registro fósil de la época resulta escaso y disperso, múltiples estudios han podido inferir una serie de características morfológicas clave que presentaban los primeros organismos amniotas y los diferenciaban de sus ancestros semiacuáticos, como la posesión de garras córneas, de una gruesa piel queratinizada que reducía la pérdida de agua, de pulmones más grandes, de costillas cerradas en el esternón que lograban una mejor sujeción de los órganos internos, del hueso tobillero (el astrágalo), de glándulas lacrimales especializadas y una tercera membrana en los ojos (denominada *nictitante*) que mantenía la humedad ocular, de un esqueleto y musculatura más robusta, y la pérdida de la *línea lateral*, un órgano sensorial presente todavía en peces y anfibios (López Bosch, 2016a; Watts, 2023).

Los primeros organismos amniotas divergieron hacia el final del Carbonífero en dos grupos principales: los *sinápsidos* (que originaron la línea evolutiva que conduciría a los mamíferos) y los *saurópsidos* (que conforman la línea evolutiva que llevaría a los reptiles, los dinosaurios y las aves), estos últimos se subdividieron, además, en *anápsidos* y *diápsidos* (si bien, aún existe una gran controversia respecto de esta clasificación).[54] La diferencia primordial entre estos tres grupos (sinápsidos, diápsidos y anápsidos) radica en la estructura del cráneo y el número de fenestras temporales que se ubican detrás de cada ojo, éstas básicamente son aberturas post-orbitales en el cráneo que permiten que los músculos se expandan y alarguen, otorgando la capacidad de poseer músculos mandibulares más grandes y poderosos para capturar y masticar presas de mayor tamaño; de este modo, los anápsidos (“sin arcos” en griego) no poseen aberturas temporales; los sinápsidos (“arcos fusionados” en griego) cuentan con una única abertura temporal inferior; y los diápsidos (“dos arcos” en griego) tienen dos aberturas temporales, una sobre otra (López Bosch, 2016a; Open Stax College, 2018; Watts, 2023). Además de esta distinción fundamental, y a pesar de ser clados hermanos, cada grupo mostraba rasgos anatómicos y ecológicos únicos que contribuyeron a su diversidad, e irían acentuándose con el transcurso del tiempo, como: a) la propensión hacia

[53] La *continentalidad* se erige como un factor climático que describe la influencia que mantiene la distancia a una gran masa de agua (océano o mar) sobre el clima de una región, caracterizándose por una gran amplitud térmica (diferencia entre temperaturas máximas y mínimas) y menor humedad/precipitación en contraste con las zonas costeras (Castilla Cañamero y otros, 2024).

[54] Existe una fuerte controversia dentro del área de la *herpetología* (la especialidad de la zoología que estudia a los reptiles) respecto de esta clasificación a nivel general, como mencionamos, pero sobretodo por el empleo, u omisión, según el caso, de la categoría taxonómica tradicional de *Reptilia* que, por razones de tiempo y espacio, no abordaremos en este trabajo. Para más información al respecto, se puede consultar a: Flores Villela, 2021; Jenkins y otros, 2025.

adaptaciones dentarias diferenciadas (los sinápsidos avanzaron hacia la intensificación de la *heterodoncia*, es decir, la posesión de dientes de variadas formas y tamaños con funciones específicas -incisivos, caninos, premolares y molares-, lo que les permitió adaptarse a una importante diversidad de dietas; mientras que los saurópsidos acentuaron su *homodoncia*, esto es, la posesión de dientes del mismo tamaño y forma, y aún, la pérdida de los mismos por la adquisición de picos); b) el desarrollo de estructuras auditivas particulares (en los sinápsidos, a diferencia de los saurópsidos, los huesos de la mandíbula fueron reduciendo su número hasta componer un hueso mandibular único, y los maxilares evolucionaron en los tres diminutos huesos que caracterizan el oído interno de los mamíferos: martillo, yunque y estribo); c) los mecanismos empleados para la regulación de la temperatura corporal (los sinápsidos avanzaron hacia un régimen *endotérmico*, en donde utilizan el calor producido por el metabolismo para regular la temperatura del cuerpo; por su parte, un grupo de saurópsidos también adoptó esta característica -dinosaurios y sus descendientes, las aves -, pero otro contingente se aferró a un régimen *ectotermo*, donde la principal fuente de calor proviene del entorno); d) la diferenciación en la cobertura de la epidermis (los sinápsidos progresaron hacia el desarrollo de pelos de diversos tamaños y funciones, en tanto que los saurópsidos, o bien se mantuvieron aferrados a las escamas, o bien evolucionaron hacia el empleo de plumas multicolores) (López Bosch, 2016b; Open Stax College, 2018; Watts, 2023; Black, 2024). Vale mencionar que, a pesar de estas importantes divergencias, durante mucho tiempo la paleontología consideró que sinápsidos y saurópsidos eran dos ramas de la familia de los reptiles y, por tanto, que los mamíferos (incluidos los humanos) tenían origen reptiliano al igual que las aves (de allí que se denominara a los distintos grupos de sinápsidos que evolucionarían hacia formas de mamíferos como “reptiles mamiferoides”, “reptiles mamíferos” o “reptiles tipo mamíferos”), pero el avance de la ciencia, el hallazgo de nueva evidencia fósil y la cladística[55] moderna han comprobado que sinápsidos y saurópsidos, aunque comparten un ancestro común, representan dos líneas vertebradas independientes entre sí, por ende, ya no corresponde sostener que los mamíferos en algún modo son reptiles, y aquellas antiguas denominaciones han caído en desuso (Hernández Barreña, 2016; Crónicas de Fauna, 2021; Bayón, 2022).

Los fósiles más antiguos de vertebrados amniotas corresponden a estos dos clados principales y se remontan al final del Carbonífero Superior (hace aprox. entre 312-310 Ma): *Hylonomus lyelli* ("habitante del bosque de Lyell” en griego), un saurópsido que se erige como el reptil más antiguo conocido de manera inequívoca, que tenía dientes pequeños y afilados, y medía aprox. 20 cm de longitud; *Paleothyris acadiana* ("ventana -por la apertura craneal- antigua de

[55] La *Cladística* (del griego “klados” o “rama”) consiste en una herramienta biológica que se emplea para determinar las relaciones evolutivas entre los organismos, basándose en los caracteres relativamente derivados (apomorfos), es decir, aquel que se ha originado a partir de un carácter primitivo (Universidad de Granada, 2013).

Acadia" en latín/griego), un reptil anápsido de ojos grandes, que medía aprox. 30 cm de longitud y que aún conservaba ciertos rasgos propios de los ancestros anfibios; y *Archaeothyris florensis* (“ventana -por la apertura craneal- antigua de Florence" en latín/griego), un sinápsido de dientes puntiagudos y de aprox. 50 cm de longitud; los tres tenían apariencia de lagarto, vivieron en densos bosques y se estima que se alimentaban de pequeños insectos primitivos (López Bosch, 2016a; Open Stax College, 2018; Historia de la Tierra, 2023b).

Mientras que los saurópsidos mantuvieron durante el Paleozoico tardío una presencia discreta y probablemente sólo hacia finales del Pérmico experimentaron una importante radiación biológica (Open Stax College, 2018; Brocklehurst y otros, 2020), los sinápsidos se diversificaron tempranamente y se convirtieron en los animales dominantes de este tramo geológico (Badii y otros, 2008; López Bosch, 2016b). La primera ramificación importante dentro de este amplio grupo corresponde a los *Pelicosaurios*, también llamados *Teromorfos*, que surgieron durante el Carbonífero Superior, presumiblemente en el continente de Laurasia (de donde proviene la mayoría de los restos fósiles), e incluye a los primeros carnívoros terrestres de gran tamaño, además de herbívoros de dimensiones medianas, y también las primeras evidencias de heterodoncia, aunque sin dudas éstos son mayormente reconocidos por las formidables estructuras en forma de “vela” que sobresalía de su lomo, que consistían en espinas neurales vertebrales de gran altura que se prolongaban desde las vértebras dorsales y se estima que cumplían con la función de regular la temperatura corporal (Abdala, 2018; Black, 2024); entre los géneros más importantes de pelicosaurios sobresale uno de los sinápsidos más celebres del mundo: el *Dimetrodon* (“dientes de dos medidas” en griego), que apareció durante el Pérmico Inferior y contaba con una imponente vela dorsal, al que, por su apariencia de lagarto, erróneamente se lo suele confundir con un dinosaurio, aunque morfológicamente comparte más rasgos con los mamíferos que con los reptiles, y que mostraba una evolución dental temprana pues, como su nombre lo indica, tenía una marcada diferencia entre los dientes grandes y penetrantes que se ubicaban en la mandíbula en la posición de los caninos, y los demás dientes más pequeños que se colocaban detrás de éstos a lo largo de la mandíbula (Crónicas de Fauna, 2021; Black, 2024). Además del Dimetrodon, también se destacó el género *Ophiacodon* ("diente de serpiente” en griego), que vivió en el Carbonífero Superior y, aparte de su considerable tamaño, contaba con delgadas costillas que recorrían el vientre entre los hombros y las caderas que, se estima, ofrecían protección adicional al vientre mientras se desplazaba por el terreno accidentado dado que éstos, como los lagartos actuales, tenían todavía las patas extendidas hacia los lados y, por ello, la zona abdominal quedaba a muy baja altura, expuesta a las irregularidades del suelo (Ibíd.).

Posteriormente, en el Pérmico Medio y Superior, dentro del clado de los sinápsidos apareció el grupo de los *Terápsidos*, según varios estudios, como un importante avance evolutivo de los pelicosaurios dado que presentaban significativas diferencias morfológicas respecto de estos ancestros: por caso,

las extremidades comenzaron a ubicarse por debajo del cuerpo, con los pies posicionándose paralelamente al eje del cuerpo, a diferencia de los pelicosaurios y reptiles, en los que las extremidades y pies se colocaban hacia los lados y hacia afuera, respectivamente; además, los terápsidos contaban con una heterodoncia más marcada, unas fenestras temporales más grandes que aumentaron la potencia de las mandíbulas y la probable presencia de pelaje en algunas especies (López Bosch, 2016b; Crónicas de Fauna, 2021). En general, los terápsidos desarrollaron impresionantes innovaciones biológicas y fueron los primeros grandes vertebrados del planeta, por ejemplo, los especímenes del género *Tapinocephalus* ("cabeza baja" en griego), tanto herbívoros como carnívoros, podían medir hasta 4,5 m de largo y pesar alrededor de 2 tn, mientras que los miembros del género *Titanophoneus* ("asesino titánico o gigante" por una combinación de vocablos en latín y griego), principalmente carnívoros, tenían cráneos de 80 cm de largo, median unos 2 m de longitud y pesaban hasta 500 kg (Historia de la Tierra, 2023b).

Finalmente, hacia el termino del Pérmico, surgió el grupo de los *Cinodontos* ("dientes de perro" en latín), el más trascendente de los seis linajes conocidos de terápsidos porque su anatomía, en un contexto evolutivo, permitía reconocer muchos caracteres típicos de los mamíferos, como la reducción de los huesos mandibulares, la incorporación de los huesos del oído medio, la presencia de un paladar óseo secundario (el cual facilitaba la acción de respirar y comer al mismo tiempo, además de la capacidad de la succión para amamantar), el desarrollo de una mayor heterodoncia (con incisivos para sujetar, caninos para perforar, y premolares y molares para masticar), la conjunción de la columna vertebral y las costillas, la primera presencia de *difiodoncia* (esto es, el desarrollo de dos denticiones -una temporal y otra permanente- a lo largo de la vida, distinta del cambio constante de dientes -o *polifiodoncia*- que caracteriza a peces y reptiles), la adopción de un metabolismo endotérmico, y la pervivencia de un pelaje abundante (López Bosch, 2016b; Zolnerkevic, 2017; Abdala, 2018). Los cinodontos constituyeron un grupo amplio y diverso, entre los que se destacaron el *Vetusodon elikhulu* ("diente antiguo grande" por una combinación de vocablos latinos, griegos y zulúes), que vivió al final del Pérmico y tenía un considerable tamaño de aprox. 1 m de longitud y un hocico muy masivo (Martínez Grau, 2019), y los *Procynosuchus* ("antes del cocodrilo perro" en latín/griego), un género que también habitó durante el Pérmico tardío, cuyos miembros contaban con molares de múltiples cúspides para masticar y un paladar secundario que le permitía respirar mejor durante este proceso, aparte de poseer un cráneo reforzado y una locomoción acuática competente (Kemp y Parrington, 1980; Asensio, 2021). En este sentido, a pesar de que los cinodontos al final de este periodo tenían, en comparación con el resto de la fauna, un tamaño considerable, ya comenzaban a evidenciar una tendencia evolutiva hacia el empequeñecimiento del cuerpo, la cual se acentuaría aún más durante la siguiente era debido a los profundos cambios ocurridos en la biota terrestre, los ecosistemas y las condiciones ambientales (López Bosch, 2016b).

Esta extraordinaria recomposición de la biosfera estuvo sustentada por un marco paleoclimático muy variable, con un inicio dominado por un extenso tramo general de clima de casa de hielo, intercalado por lapsos con temperaturas templadas y cálidas, y un final, también prolongado, caracterizado por una transición a un clima cálido de invernadero, por primera vez en la historia, secundado por la presencia de una abundante vegetación (Fang y otros, 2022; 2023). Indudablemente, dentro de este amplio panorama, la era glacial Karoo se erigió como el eje aglutinador de las principales transformaciones e hitos del periodo.

Como habíamos mencionado previamente, el comienzo de la glaciación Karoo (nombrada a partir de los depósitos sedimentarios glaciales del Supergrupo Karoo localizados en Sudáfrica; también conocida como *Era Glacial del Paleozoico Tardío*, o LPIA, siglas en inglés de *Late Paleozoic Ice Age*, en muchos trabajos paleoclimáticos) se encuentra atravesado por una gran controversia debido a que algunos sectores de la comunidad científica incluyen dentro de este intervalo a la glaciación del Devónico tardío como un primer estadio, por lo que su inicio habría sucedido hace aprox. 370-360 Ma, en tanto que su fase principal habría ocurrido hace aprox. 330 Ma (durante el Carbonífero medio) y, en consecuencia, su duración total rondaría los 100 Ma (Marshall, 2010; Earle, 2025; Jurikova y otros, 2025); no obstante, otros sectores contabilizan su comienzo a partir de lo que el grupo anterior denomina como su fase principal, es decir, hace aprox. 340-330 Ma, por lo que la duración completa del evento estaría cerca a los 70 Ma (Godderis y otros, 2017; Pagani y otros, 2020; Torsvik, 2021). A pesar de este disenso en torno a su comienzo y duración en términos generales, en contrapartida, sobre su finalización no existe controversia y todos los sectores coinciden en que aconteció hace aprox. 260 Ma (durante el Pérmico tardío).

Dejando de lado esta divergencia, la era glacial Karoo presenta características generales muy peculiares: i) se erige como el periodo de casa de hielo más largo y crudo del eón Fanerozoico; ii) originalmente se consideró a la glaciación como una única capa de hielo masiva que, durante varias decenas de Ma, experimentó expansiones y contracciones a través de Gondwana, empero, esta teoría ha sido cuestionada recientemente debido a la creciente cantidad de evidencia que sugiere que la glaciación fue mucho más dinámica, caracterizada por múltiples glaciaciones de inicio y fin asincrónico, y corta duración, aprox. entre 1 y 8 Ma, intercaladas con periodos no glaciares o cálidos de duración semejante a los tramos helados (aprox. 8 Ma) (Chen y otros, 2016; Richey y otros, 2020; Yu y otros, 2020; Yong y otros, 2024); iii) esta dinámica, que finalmente ha prevalecido dentro de la comunidad académica, resulta muy atractiva para la investigación moderna dado que mantendría muchas semejanzas con la dinámica climática contemporánea (Marshall, 2010; Pagani y otros, 2020); iv) si bien en su momento se pensó que la era glacial Karoo podría haber incluido episodios de TBN, similares a los desarrollados en el periodo Criogénico (Comellas, 2011; Viñas Rubio, 2012), esta posibilidad ha sido prácticamente desestimada de la bibliografía especializada (Watson, 2023).

Aún se desconocen las causas que motivaron la glaciación Karoo, pero existe un amplio consenso en que una importante alteración del ciclo global del carbono provocó el cambio climático que facilitó el ingreso de la Tierra a una condición de casa de hielo (Richey y otros, 2020; Earle, 2025; Jurikova y otros, 2025); al respecto, se han considerado varias teorías para tratar de esclarecer la cuestión de los responsables de dicha afectación biogeoquímica: una de las más difundidas, siguiendo la línea conceptual presentada como explicación de la glaciación del Devónico Superior, ha sugerido que la extraordinaria proliferación de los bosques a través de los continentes perturbó el ciclo global del carbono (ya sea por la absorción directa de CO2 atmosférico para abastecer los procesos de fotosíntesis y luego dejarlo secuestrado permanentemente en sedimentos ricos en materia orgánica y carbón; o bien, por la labor de las raíces de aflojamiento del suelo y fragmentación de las rocas superficiales, lo que intensificó la dinámica de meteorización de silicatos y consumo de CO2 atmosférico) y debilitó el efecto invernadero que mantenía la temperatura global media elevada (Marshall, 2010; Retallack y Huang, 2011; Quintero, 2018). La mayor crítica que ha recibido esta hipótesis radica en que la incidencia climática de la vegetación, de acuerdo con la evidencia acumulada, resulta sustancialmente anterior a la glaciación (tal cual habíamos anticipado con antelación) y, por tanto, no podría invocarse como su causa principal (Godderis y otros, 2017).

Una segunda teoría señala que fue la intensa actividad tectónica del periodo la responsable detrás del inicio de la era glacial, en tanto que la colisión entre las placas continentales de Laurasia y Gondwana, como preludio de la incipiente conformación del supercontinente Pangea, concurrió en el levantamiento de la meseta montañosa del *Gran Varisco* (ya mencionada previamente) durante el Carbonífero, y este desplazamiento continúo hacia el cinturón húmedo ecuatorial produjo una significativa aceleración de la meteorización de silicatos, lo cual implicó una reducción del efecto invernadero por una mayor absorción de CO2 atmosférico y, por ende, el enfriamiento general del planeta (Godderis y otros, 2017; Earle, 2025; Jurikova y otros, 2025).

En este sentido, si bien ambas hipótesis mantienen importantes diferencias, muchos sectores de la comunidad científica estiman que actuaron en conjunto, o bien, de manera alternada durante el periodo, reforzándose mutuamente (Yu y otros, 2020; Torsvik, 2021), lo cual resulta consistente con la dinámica de un glaciación episódica, en donde la interacción de múltiples factores confluyeron para determinar distintos tramos de avance y retroceso de los mantos de hielo (Yong y otros, 2024). Uno de estos factores, quizás el más trascendente, fue la consolidación del supercontinente Pangea.

Dentro de la bibliografía especializada, la conformación de Pangea se ubica temporalmente, según la evidencia geológica, hacia finales del periodo Carbonífero, hace aprox. 320-300 Ma, de modo muy simplificado, producto de la colisión y unión de las placas tectónicas de los continentes de Laurasia y Gondwana (Viñas Rubio, 2012; Zhao y otros, 2018; Le Pichon y otros, 2023; Pester, 2024). Se estima que Pangea tenía una forma de medialuna con su

masa territorial distribuída desde el ecuador, donde antes se ubicaba Laurasia, hacia el polo sur, donde yacía previamente Gondwana, mientras que estaba rodeada por el único océano Pantalasa (Santoyo, 2016; Pagani y otros, 2020), y que, a pesar de su denominación, no incluía la totalidad de las tierras emergentes pues, por ejemplo, los bloques norte y sur de la actual China durante el periodo Carbonífero se mantuvieron como islas independientes (Pester, 2024).

La formación de Pangea tuvo enormes implicancias para todos los sistemas físicos de la Tierra: en principio, como mencionáramos, se ha sugerido que desempeñó un papel protagónico en el origen de la era glacial Karoo y, como veremos más adelante, también contribuyó decisivamente con su finalización. Respecto de su situación climática, su posicionamiento paleogeográfico determinó que mantuviera condiciones muy particulares: por un lado, se estima que su inmensa masa territorial quedó dividida entre dos extremos bien diferenciados, esto es, entre las tierras que permanecieron sobre el ecuador con condiciones tropicales y temperaturas elevadas, y las que quedaron próximas al polo sur, con temperaturas bajas, que a la postre, ante la variabilidad del ciclo del carbono, fueron escenario privilegiado de sucesivos ciclos de glaciación, con formación de gruesas capas de hielo, e interglaciación, con temperaturas más elevadas y retroceso de los hielos (Pagani y otros, 2020). Por otro lado, esta diferenciación extrema también se produjo entre las zonas costeras, que permanecieron húmedas por su cercanía al océano, y el interior del continente, que ante la imposibilidad de beneficiarse de la humedad por su distanciamiento del mar, desarrolló condiciones de aridez y paisajes desérticos (Quintero, 2018; Scott y Lindsey, 2025). Por supuesto, esta configuración geográfica y climática tuvo un significativo impacto en la biosfera: en el ámbito continental, la gran extensión territorial permitió que la fauna pudiera desplazarse y migrar libremente por grandes distancias (Badii y otros, 2008; Santoyo, 2016), mientras que la vegetación se vio paulatinamente restringida a las zonas cercanas a la costa debido a la aridez del interior del continente (Quintero, 2018). En el ámbito oceánico, las barreras térmicas formadas por las regiones con glaciares en las latitudes altas (expuestas, además, a grandes variaciones en el nivel del mar por causa de los ciclos de avance y retroceso de los hielos) (Chen y otros, 2016; Jurikova y otros, 2025) y las regiones sin hielos en las latitudes bajas condicionaron la distribución y la respuesta al cambio climático de la fauna en los mares del Paleozoico tardío, por lo que en las regiones frías hubo un mayor endemismo,[56] una menor diversidad y más gigantismo, en tanto que en las zonas cálidas hubo una mayor diversidad de especies, tamaños y ecosistemas (Pagani y otros, 2020). Igualmente, como analizaremos en breve, con el devenir del periodo estas características estructurales fueron experimentando importantes variaciones.

[56] El *endemismo* consiste en la identificación de taxones nativos o grupos biológicos distribuidos en un área geográfica restringida (Noguera-Urbano, 2017).

Volviendo a la era glacial Karoo, la mayoría de los estudios concuerda en que la condición general de casa de hielo se mantuvo estable hasta finales del Carbonífero, acompañado por un bajo nivel de CO2 en la atmósfera, pero que en el límite con el periodo Pérmico, hace aprox. 300-290 Ma, se produjo un quiebre abrupto de dichas condiciones debido a un fuerte aumento de la concentración de CO2 atmosférico (éste se cuadruplicó, según las estimaciones) para dar inicio a una veloz transición hacia un clima cálido de invernadero (Chen y otros, 2016; Torsvik, 2021; Jurikova y otros, 2025). Se han ofrecido distintas explicaciones para este brusco proceso de cambio climático, una de éstas ha sugerido que la dinámica de la meteorización de silicatos disminuyó notablemente debido al constante desplazamiento del supercontinente hacia el hemisferio norte, el descenso de las cadenas montañosas que condujo al restablecimiento de los suelos densos y la creciente aridificación producto de la continentalidad de Pangea, que, por un lado, redujo en general la superficie de tierras reactivas disponibles para la meteorización (sobre todo en las latitudes bajas), y por otro, contribuyó a la disminución del volumen de los bosques que consumían grandes cantidades de CO2 y favorecían la meteorización continental (Godderis y otros, 2017; Quintero, 2018; Jurikova y otros, 2025). Otra hipótesis afirma que el incremento de CO2 fue provocado por la erupción de varias provincias ígneas durante el periodo, entre otras, en Skagerrak, en el actual noroeste de Europa, hace aprox. 297 Ma (que produjo una inundación basáltica que cubrió un área aproximada de 500.000 km2), y en Panjal, en la actual región del Himalaya, hace aprox. 288 Ma, el cual se relaciona con el rifting que se ubicaba a lo largo del margen que compartían Gondwana y el mar de Tetis (Torsvik y otros, 2008; Torsvik, 2021; Chen y otros, 2023).

Bajo estas circunstancias, se estima que las condiciones climáticas de casa de hielo culminaron hace aprox. 280 Ma al registrarse niveles de CO2 y temperaturas medias cercanos a los que caracterizaban a la época previa al comienzo del enfriamiento global (Torsvik, 2021; Fang y otros, 2022), sin embargo, esto no implica necesariamente que las glaciaciones hubieran acabado, pues la concentración de CO2 en la atmósfera siguió experimentando fluctuaciones y las capas de hielo continuaron avanzando y retrocediendo asincrónicamente en distintos lugares del continente, aún durante un intervalo de transición que ya podría caracterizarse como prácticamente de condición cálida de invernadero en términos generales (Ibíd.). Respecto de este tramo final de la era glacial Karoo, que se extiende hasta muy cerca del Pérmico tardío, podemos mencionar algunas cuestiones que podrían ayudar a explicar las importantes fluctuaciones de este periodo de cambio climático; de este modo, varias publicaciones han destacado la contribución de los grandes lagos que se formaron por causa de la amalgamación de Pangea durante el Pérmico temprano y medio como notorios emisores de metano por intermedio de la actividad microbiana (Sun y otros, 2022); se ha expresado que estas enormes masas de agua dulce (que ocupaban áreas de hasta 270.000 km2 según la evidencia geológica) (Carroll y Wartes, 2003), merced a esta fuerte emisión de metano, actuaron como una retroalimentación positiva al calentamiento global

durante el periodo y coadyuvaron en la finalización de la era glacial Karoo (Sun y otros, 2022).

Asimismo, varios estudios han presentado la hipótesis de que el FCA tuvo una influencia decisiva en las oscilaciones del ritmo de especiación de la biosfera y el cambio climático que marcaron el Pérmico temprano (Fang y otros, 2022; 2023). Según sus resultados, se señala que, específicamente, los nodos de ciclos de oblicuidad tuvieron una gran incidencia en la cambiante dinámica climática puesto que, cuando todavía persistían las condiciones de frío glacial, determinaron la expansión de la capa de hielo, el aumento de las precipitaciones tropicales y, con ello, el mayor flujo de nutrientes hacia el océano, lo que conllevó a un incremento de la tasa de especiación marina; en cambio, entre las edades Sakmariense y Artinskiense, cuando el frío glacial menguaba hacia un estado de invernadero árido, la situación cambió drásticamente y los ciclos de oblicuidad se vincularon con la aridez terrestre y la anoxia marina (Ibíd.).

A fin de cuentas, llegando a las últimas etapas de la era Paleozoica, la culminación de la era glacial Karoo resultó inevitable dado que, a pesar de las ocasionales fluctuaciones, la concentración de CO2 en la atmósfera siguió una fuerte tendencia al alza (según ciertos cálculos, se registró un aumento escalonado durante todo el Pérmico temprano, con una marca de aprox. 200 ppm en el Sakmariense medio, de aprox. 400 ppm en el Artinskiense temprano y un máximo de aprox. 800 ppm en el Kunguriano tardío) (Richey y otros, 2020) y los ciclos glaciares/interglaciares comenzaron a ceder al establecimiento del clima cálido de invernadero pues los primeros se acortaron progresivamente y fueron perdiendo intensidad, mientras que los segundos se alargaron en similar proporción y fueron ganando en intensidad (Garbelli y otros, 2019; Jurikova y otros, 2025). Dentro de este panorama de transición gradual, sin embargo, el final llegó de manera dramática hace aprox. 260 Ma, cuando se desataron los fenómenos geofísicos que antecederían al evento de extinción masiva más importante de la historia de la Tierra.

Hacia el término de la época Guadalupiense (hace aprox. entre 273-260 Ma) se produjo una de las crisis bióticas menos comprendidas del eón Fanerozoico, la cual, a pesar de no formar parte de las B5, tuvo un impacto muy significativo puesto que condujo a la desaparición de aprox. el 35% de la biota marina en un corto espacio de tiempo (Jost y otros, 2014; Algeo y Shen, 2023; Abasaghi y otros, 2025). Los primeros estudios del fenómeno estimaron que se trató de un único episodio prolongado, pero la evidencia reciente ha revelado que hubo dos pulsos de extinción separados por aprox. 3 Ma que abarcaron prácticamente la edad Capitaniense (265-260Ma), el más antiguo ocurrió hace aprox. 262 Ma y el más joven hace aprox. 259 Ma (Morrow, 2023; University of Cincinnati, 2023), y, en ambos casos, unánimemente se ha propuesto al mismo causante: el LIP de Emeishan, ubicado actualmente en China (Retallack, 2013; Yan y otros, 2020; Torsvik, 2021; Yong y otros, 2024).

En efecto, durante este periodo la gran provincia ígnea de Emeishan expulsó grandes cantidades de GEI a la atmósfera, principalmente CO2 y metano (los modelos cuantitativos han calculado que se liberaron unas 7.400 Gtn (miles de millones de toneladas) de metano magmático desde el manto terrestre) (Liu y otros, 2025), que, aunque produjeron inicialmente un enfriamiento climático temporal debido a la gran acumulación de ceniza en la atmósfera, a largo plazo provocaron un intenso calentamiento global, y éste, a su vez, elevó la temperatura de la superficie oceánica, lo que se tradujo en un aumento de densidad de las aguas y la consecuente imposibilidad de que se transportara el oxígeno disuelto hasta las zonas profundas del mar, por tanto se desencadenó un evento de anoxia de gran escala en diversas capas del océano que afectó esencialmente a los organismos invertebrados pero que, por extensión, conllevó a la perturbación de la cadena trófica y, aún, de los ecosistemas costeros (Morrow, 2023).

Aparte de la limitada comprensión que aún se tiene del evento de extinción Capitaniense, también persisten ciertas controversias dentro de la comunidad científica debido a que algunos sectores suelen incluir este episodio como un primer pulso del gran evento de extinción masiva del Pérmico tardío (Bentley y otros, 2024), mientras que otros lo consideran un evento temporal y causalmente independiente como los demás que ocurrieron durante el periodo (Jost y otros, 2014).

Más allá de esta controversia, seguidamente al episodio de extinción del Capitaniense medio, tras un muy breve lapso en términos geológicos, se desató la denominada *Gran Mortandad*, el evento de extinción masiva número uno en orden de magnitud y el tercero en orden cronológico de las B5. La trascendencia de este evento ha permitido que se convierta en uno de los más estudiados por la ciencia y que, por ello, so pesar de ciertas polémicas esperables, se tenga del mismo una caracterización general muy precisa; así, entre sus aspectos más destacables se cuentan: i) Existe un amplio consenso respecto de la datación del evento, que habría ocurrido hace aprox. 252-250 Ma, en el límite de los periodos Pérmico y Triásico, otorgando así un desenlace más que dramático a la era Paleozoica. ii) La tremenda rapidez con que se desarrolló la crisis dado que, según las fuentes especializadas, tuvo un impacto brutal en la biosfera en un periodo que, si bien los trabajos pioneros habían determinado en millones de años, de acuerdo con la nueva evidencia se redujo hasta un rango de aprox. 8 a 100 Ka, es decir, un “parpadeo” en términos geológicos (NASA, 2002); en este sentido, muchas investigaciones recientes coinciden en que el evento se desplegó en dos pulsaciones o fases separadas por aprox. 60 Ka (Kaiho y otros, 2016; Benton, 2018). iii) La conexión entre mar y tierra, en tanto que se convirtió en la primera extinción masiva con una importante afectación tanto de los ecosistemas marinos (al igual que las biocrisis anteriores) como de los terrestres, y sin que aún se sepa con certeza a qué ámbito afectó primero, pues unos sectores sostienen que la crisis ocurrió inicialmente en tierra y luego se traslado al mar, mientras que otros afirman exactamente lo contrario, que la debacle se originó en el mar y de allí paso a los continentes (University of Hull, 2024; Wun y otros, 2024). iv) El alcance

global del evento que, en mar y en tierra, afectó a todos los ecosistemas (con daños proporcionales a sus características específicas) sin que hubiera un lugar seguro donde refugiarse (Ibíd.). v) El altísimo impacto de la biocrisis, que puso a la vida en la Tierra al borde de la destrucción total, alcanzando una tasa general de desaparición de taxones en mar y en tierra de entre el 90 y 96% (Quintero, 2018; Pagani y otros, 2020; Ritchie, 2022), o bien, dicho de otro modo, implicó la extinción de 9 de cada 10 especies marinas y de 7 de cada 10 especies terrestres (NASA, 2002). vi) El elevado grado de complejidad con que se desarrolló el evento, que, a pesar de que existe pleno consenso en torno a la causa principal del mismo, involucró a múltiples factores bióticos y abióticos, que se combinaron de intrincadas maneras para confluir en un proceso veloz, global, masivo y letal. vii) Las fuertes repercusiones del evento que, habiéndose desarrollado en un espacio temporal tan limitado, se extendieron durante los próximos millones de años, prodigando una gran variabilidad climática y serias perturbaciones de la recuperación de las especies y ecosistemas supervivientes (Hochuli y otros, 2016; Li y otros, 2018). viii) El reinicio que implicó para la vida en la Tierra en términos evolutivos, en vista de que la biota paleozoica que se había desarrollado y evolucionado durante los últimos cientos de millones de años, de pronto dejó de existir, lo que provocó un abrupto descalabro en la cadena evolutiva a corto plazo, pero dejó a largo plazo un amplio margen de innovación y adaptación para la biota superviviente durante la próxima era Mesozoica (Schoepfer y otros, 2022).

Estas características han hecho de la Gran Mortandad un punto de quiebre en la historia de la Tierra, con severas derivaciones que, de un modo u otro, han escalado hasta nuestros días y todavía mantienen en vilo a la comunidad científica. Por lo pronto, estas consideraciones se podrían aplicar al estudio de las causas que originaron el gran evento de extinción masiva, una problemática que en un principio parecía tener una explicación relativamente simple, pero que en los últimos años ha aumentado en complejidad al ritmo de los nuevos descubrimientos en el campo de la geología y la paleoclimatología.

Como bien anticipamos, en el ámbito de la ciencia prevalece un consenso generalizado en que la hipótesis principal que explicaría el surgimiento y desarrollo de la extinción masiva del límite Pérmico-Triásico remite a la intensa erupción de las *Trampas Siberianas* (ubicadas actualmente en Rusia) ocurrida hace aprox. 252-250 Ma (Courtillot y otros, 2010; Jost y otros, 2014; Percival y otros, 2018; Quintero, 2018; Ritchie, 2022). De este modo, la versión más básica de esta teoría sostiene que el basalto de inundación de la gran provincia ígnea siberiana liberó una colosal cantidad de CO2 en la atmósfera, lo que originó un prolongado calentamiento global y, en un corto periodo, significó una progresiva debacle de la biosfera terrestre. Sin embargo, varias investigaciones recientes han cuestionado esta versión simplificada en favor del establecimiento de otras hipótesis más complejas, partiendo de la base de que, sin menoscabar la importancia de la erupción del LIP de Siberia, no existe una relación causal directa entre el calentamiento global provocado por ésta y la biocrisis masiva, sino que esta última, la inundación basáltica, habría sido el desencadenante (o sea, la causa primaria) de una serie de procesos que

finalmente acabaron confluyendo y confabulando una profunda crisis biótica global (Ogden y Sleep, 2011; Kaiho y Koga, 2013; University of Hull, 2024).

Por consiguiente, varios estudios han estimado que el LIP siberiano desplazó desde el manto aprox. 1,5 Mkm3 de lava, principalmente basalto (NASA, 2002; Bentley y otros, 2024) (otras estimaciones indican que esta cantidad habría sido de hasta 7 Mkm3) (Comellas, 2011) y éste cubrió un área de entre 2 y 5 Mkm2 (millones de kilómetros cuadrados) (Pagani y otros, 2020; Bentley y otros, 2024), destruyendo todo lo que se interponía a su paso. Junto con este material magmático, se habrían liberado a la atmósfera un inmenso volumen de gases y vapores tóxicos, sobretodo CO2, dióxido de azufre (SO2) y, según descubrimientos recientes, metano, además de organohalogenados,[57] carbono orgánico sedimentario y minerales evaporados (Kaiho y Koga, 2013). Cada uno de estos elementos, en combinación y por separado, desencadenaron a su vez distintos procesos: por caso, las emisiones de SO2, al mezclarse con el vapor de agua en la atmósfera, causaron la caída torrencial de lluvia ácida, la cual se ha señalado como una de las principales responsables de la destrucción de las plantas terrestres y de la erosión de los suelos (Benton, 2018). Por otra parte, ciertos reportes han calculado que se liberaron repentinamente aprox. un billón de toneladas de carbono en la superficie terrestre (Ogden y Sleep, 2011), y entre 28.000 y 84.000 Gtn de metano (Kaiho y Koga, 2013) desde las Trampas Siberianas, aunque la mayoría de estas emanaciones no provino desde el manto, sino que fue consecuencia de un proceso secundario, cuando el basalto, en su incursión hacia la superficie, se topó con una gran veta de carbón ubicada en las cercanías (en la cuenca de Tunguska), que se había formado en el periodo Carbonífero, y de la explosiva combustión resultante se desprendieron enormes cantidades de CO2, metano, cenizas piroclásticas,[58] hollín, sulfato y polvo basáltico que rápidamente escalaron hasta la estratosfera (Ogden y Sleep, 2011; Bentley y otros, 2024). La inyección de metano y CO2 en la atmósfera provocó un calentamiento global acelerado que sumió al periodo en un clima de super-invernadero, con una concentración de CO2 atmosférico de aprox. 8.000 ppm en promedio, probablemente con picos de hasta 30.000 ppm; en este contexto climático, se elevó la temperatura ambiental hasta aprox. 35-40℃, mientras que la temperatura de las aguas oceánicas se incrementó entre 8-10℃ (Benton, 2018; Bentley y otros, 2024). Posteriormente, el calentamiento global se intensificó aún más al liberarse a la atmósfera el metano acumulado en los entornos oceánicos profundos (bajo la forma de hidratos)[59] y el permafrost, como consecuencia del aumento de la

[57] Compuesto orgánico que contiene uno o más átomos de halógeno (flúor, cloro, bromo o yodo), como los disolventes, pesticidas, plásticos y refrigerantes (Química.es, s/f).

[58] Los *piroclásticos* son materiales producidos por las erupciones volcánicas explosivas, que contienen fragmentos de roca de distintos orígenes y pueden ser de variadas formas y tamaños (SGM, 2017b).

[59] Los *hidratos* de metano (también denominados *clatratos*) son moléculas de metano atrapadas en una estructura cristalina sólida formada por moléculas de agua entrelazadas y se

temperatura ambiental; se ha estimado que por este proceso se expulsó repentinamente aprox. entre el 3-14% de las reservas de metano del permafrost y los sedimentos de plataforma (Brand y otros, 2016; Quintero, 2018). Asimismo, en el mediano plazo, enormes incendios forestales arrasaron con vastas regiones como corolario de la sequía general causada por el clima de super-invernadero; éstos se convirtieron en un doble mecanismo de retroalimentación positiva del calentamiento global pues, por un lado, emitieron grandes volúmenes de CO2, humo y cenizas en la atmósfera, y por otro, destruyeron importantes sumideros de carbono (es decir, los reservorios que remueven de la atmósfera y almacenan los GEI, aerosoles o precursores de GEI, como bosques y pantanos) que podrían haber ayudado a aplacar en cierta medida el potente efecto invernadero (Benton, 2018; Pallares, 2024). Este calentamiento global exacerbado se considera como la causa principal de las extinciones terrestres.

En el océano la catástrofe fue aún mayor debido a la serie de procesos destructivos que se desencadenaron. Primeramente, el frenético calentamiento global ocasionó un notable número de decesos entre la fauna de aguas frías por causa del rápido aumento de la temperatura de la superficie oceánica, así como importantes migraciones por parte de las especies tropicales hacia latitudes más altas para tratar de escapar de las aguas hirvientes del ecuador (Benton, 2018; University of Hull, 2024). No obstante, al igual que en las crisis bióticas precedentes, la anoxia marina se convirtió en el principal mecanismo de extinción, y fue resultado de distintos procesos simultáneos: por una parte, el calentamiento de la superficie marina a gran escala produjo el estancamiento progresivo del océano al ralentizar las corrientes que nacían de las diferencias de temperatura entre las aguas cálidas tropicales y las aguas frías polares; de esta manera, el oxígeno en contacto con las capas superficiales no pudo descender hasta las zonas profundas y éstas prontamente se tornaron en un ambiente anóxico, lo que resultó en un impacto fatal para las especies bentónicas (Morrow, 2023; Bentley y otros, 2024). Por otra parte, el aumento de la meteorización continental inducido por la lluvia ácida y el calentamiento global condujo a una intensificación del flujo de nutrientes hacia el océano, lo cual multiplicó la producción primaria y sumió a las zonas costeras en un proceso generalizado de eutrofización que raudamente concluyó en la anoxia de estas aguas bajas (Kaiho y otros, 2016; Reershemius y Planavsky, 2021). Respecto de este panorama, algunos estudios aseveran que la biota marina debió soportar un “doble golpe” mortal dado que la zona habitable del océano se vio restringida hasta en un 90% por causa del calentamiento extremo de las aguas superficiales (que diezmó las poblaciones de plancton y necton[60] desde

producen de manera natural en climas fríos, como las aguas profundas y el permafrost (SLB, s/f).

[60] El *necton* consiste en el conjunto de organismos acuáticos, de agua dulce y marina, capaces de desplazarse activamente por la columna de agua, a diferencia de los planctónicos (RAE, s/f).

arriba) y las condiciones anóxicas de las aguas profundas (que arrasaron con los organismos bentónicos desde abajo) (Haijun y otros, 2014; Benton, 2018).

Además de sucumbir ante la anoxia, varias publicaciones han sugerido que los océanos atravesaron otros dos procesos interrelacionados que tuvieron consecuencias nefastas para la biosfera (Kaiho y Koga, 2013): primero, la adición repentina de grandes cantidades de CO2 a la capa mixta superficial del mar habría desencadenado una fuerte acidificación de las aguas que, probablemente, fue el máximo responsable de la desaparición de los organismos con conchas de carbonato durante el periodo (Ogden y Sleep, 2011; Jost y otros, 2014). Segundo, existen sólidas evidencias de que la incidencia de la radiación solar en las capas superficiales anóxicas habría multiplicado la proliferación de bacterias púrpuras reductoras de azufre y éstas, como residuo de sus procesos metabólicos, habrían expulsado importantes cantidades de sulfuro de hidrógeno (H2S), un gas tóxico con un característico olor a “huevos podridos”, lo cual coadyuvó a que se desarrollara en simultaneo un ambiente marino altamente anóxico y euxínico (Kaiho y otros, 2016; Bentley y otros, 2024).

Aparte de la perturbación extrema de los ambientes marinos y terrestres, muchas investigaciones han planteado que la concentración de oxígeno en la atmósfera padeció también una fuerte perturbación; así, en principio, se ha presentado evidencia acerca de un descenso general de los niveles de oxígeno atmosférico desde un máximo del 28% en el Pérmico tardío hasta el 20% en el límite Pérmico-Triásico, y el 16% en el Triásico inferior (Benton, 2018), mientras que, en particular para el periodo en que se extendió el episodio de extinción masiva, dichos niveles de redujeron entre un 8-14% como consecuencia de un gran flujo combinado de metano y H2S desde las Trampas Siberianas y el océano anóxico-euxínico hacia la atmósfera (Kaiho y Koga, 2013); este episodio de disminución repentina de oxígeno habría contribuido a la biocrisis general, afectando sobretodo a los insectos y vertebrados terrestres (Benton, 2018; Bentley y otros, 2024). Por otro lado, aunque en estrecho vínculo, el descubrimiento de polen y esporas con significativas mutaciones que se desarrollaron durante el periodo ha sido atribuido a una mayor incidencia directa de la radiación solar UV como corolario de una dramática reducción de la capa de ozono (Kaiho y Koga, 2013); esta destrucción del ozono estratosférico (hasta en un 60-70% según ciertas estimaciones) habría sido causada por la confluencia entre los gases organohalógenos expulsados directamente por el LIP siberiano, más la contribución de la combustión asociada de los depósitos de carbón afectados por el basalto de inundación, y la emisión de metano y H2S desde los océanos anóxico-euxínicos, lo cual probablemente conllevó a un aumento en el corto plazo del flujo de radiación UV de aprox. un 400% alrededor del ecuador y de hasta un 5.000% en los polos (Benton, 2018). Este drástico aumento de radiación UV habría impulsado una multiplicación de las tasas de mutaciones y enfermedades mortales en una gran proporción de la biota terrestre en un tiempo muy corto (Bentley y otros, 2024).

De acuerdo con la hipótesis presentada, esta inusitada concatenación de procesos complejos conformó un cóctel mortal para la biosfera en el límite del Pérmico-Triásico, sin embargo, varias investigaciones han manifestado serias objeciones a ciertos aspectos de este entramado en los últimos años: siguiendo la aportación de Brand y otros (2016), las principales críticas apuntan a que el metano, expulsado desde diversas fuentes, pudo haber desempeñado un rol secundario debido a una incongruencia entre las reservas existentes durante el periodo y la cantidad requerida según los cálculos para causar una perturbación de escala global como la experimentada entonces; además, se ha propuesto que la anoxia oceánica, signada como principal responsable de la extinción marina, probablemente sólo fue un factor menor o tuvo una injerencia local; y finalmente, se ha revelado que la acidificación de las aguas oceánicas únicamente influyó en la desaparición de la biota marina durante el Triásico temprano, lo cual evidenciaría un importante desfase temporal respecto del desarrollo principal del evento de extinción masiva. Por otra parte, de acuerdo con Kaiho y Koga (2013), se ha sugerido que la desgasificación de organohalógenos y H2S desde las Trampas siberianas no provocó una destrucción de la capa de ozono ni un aumento significativo del ingreso de radiación UV hasta la superficie durante este intervalo geológico, y que, si bien existen pruebas de una disminución de los niveles de oxígeno atmosférico durante el Pérmico tardío, ésto no habría coincidido puntualmente con el intervalo relativamente corto en que se desarrolló la crisis biótica. En relación con la mutación hallada en las muestras de polen y esporas atribuida inicialmente a una mayor exposición de la biota terrestre a la radiación UV como consecuencia del deterioro de la capa de ozono, algunas investigaciones han corroborado experimentalmente que dichas mutaciones también podrían haber sido causadas por una alta concentración de dióxido de azufre (resultado directo de las emisiones del LIP siberiano), con lo cual parece poco probable que la capa de ozono se hubiera dañado gravemente durante este periodo (Benton, 2018).

Aparte de la teoría que impulsa a la erupción de las Trampas Siberianas y sus procesos subsecuentes como motores fundamentales de la Gran Mortandad, se ha presentado una segunda hipótesis que sugiere que dicho evento global fue ocasionado por el impacto de un gran asteroide contra la Tierra durante el Pérmico tardío (Comellas, 2011; Retallack, 2013; Quintero, 2018). De acuerdo con estos trabajos, la violencia de la comisión habría arrasado con una extensa área del planeta y expulsado hacia la atmósfera millones de toneladas de escombros, esto habría bloqueado el ingreso de la luz solar que impulsaba los procesos de fotosíntesis y, por tanto, se habrían dañado severamente los ecosistemas marinos y terrestres; además, el calor extremo inducido por el choque habría liberado grandes cantidades de CO2 y SO2 por la vaporización de las rocas y, también, provocado el incendio de los bosques de los continentes, con lo cual se habría multiplicado aún más la emisión de CO2 y generado un calentamiento global a largo plazo; finalmente, a medida que los escombros suspendidos en la atmósfera regresaban lentamente a la superficie, los compuestos tóxicos anexados a éstos podrían haber envenenado a gran

parte de la vida restante (NASA, 2002). Esta teoría se encuentra respaldada por el descubrimiento de un enorme cráter de aprox. 500 km de diámetro en la Antártida, en la región centro-norte de *Wilkes Land*, el cual habría sido causado por el impacto de un asteroide de unos 48 km de diámetro hace aprox. 250 Ma, cuando la Antártida se encontraba unida a Australia (donde también se hallaron restos del cataclismo) y ambas formaban parte del supercontinente Pangea (Comellas, 2011; Garay, 2025). En este sentido, la datación del cráter de Wilkes Land en coincidencia con la erupción del LIP siberiano ha planteado dos posibilidades de análisis: por un lado, no se descarta el escenario en que ambos fenómenos se hubieran combinado (ya sea actuando uno después de otro, en un orden cronológico aún por determinar con precisión, o en simultáneo de manera independiente aunque con la misma dirección) para poder ofrecer una explicación más coherente y convincente con la extraordinaria magnitud de la crisis biótica del límite Pérmico-Triásico (Ibíd.); y por otro lado, algunas publicaciones han sugerido la posibilidad de que el impacto mismo, además de haber desencadenado la Gran Mortandad, también pudo haber contribuido al desarrollo del punto caliente[61] que acabó produciendo la erupción de las Trampas Siberianas a través de un proceso de *vulcanismo antípodal* (a saber: la actividad volcánica que ocurre en el lado opuesto del planeta donde se produjo un impacto extraterrestre significativo, por causa de la propagación de las ondas sísmicas que se concentran y amplifican en el punto antípoda -lugar de la superficie terrestre diametralmente opuesto a otro- provocando perturbaciones en la corteza y, potencialmente, una intensa actividad magmática) (Kelly, 2011a) dado que, durante el Pérmico tardío, el área donde se ubicaba Siberia y la región de Wilkes Land eran prácticamente antípodas (Von Frese y otros, 2009). No obstante, esta hipótesis ha sido cuestionada por gran parte de la comunidad académica, que sigue optando por la intromisión del LIP siberiano como causa principal del evento de extinción masiva (Benton, 2018). Además, todavía existen dudas acerca de la autenticidad de la estructura de Wilkes Land como huella del impacto de un asteroide ya que, según determinados sectores, bien podría tratarse de una estructura volcánica, una cuenca sedimentaria o simplemente un valle demasiado erosionado (Garay, 2025); aparte, la posibilidad de que auténticamente ocurriera un evento de vulcanismo antípodal, si bien se destaca como un fenómeno común en planetas y satélites como Marte y la Luna, requiere de cálculos sumamente complejos dadas las características particulares de la Tierra (como su forma elíptica y superficie heterogénea) que tienden a modificar la velocidad de propagación, la amplitud y el punto de llegada de las ondas sísmicas al lado opuesto del planeta (Kelly, 2011a), por lo que su estudio y confirmación necesitaría de mucha más evidencia e

[61] Se denominan *puntos calientes* a las pequeñas regiones aisladas de vulcanismo que surgen de columnas estacionarias de material caliente del manto (conocidas como plumas mantiformes) y permanecen fijas mientras las placas tectónicas se desplazan sobre ellas. Estas formaciones volcánicas se generan especialmente en las placas oceánicas, alejadas de los límites convergentes, y pueden crear extensas cadenas de islas y volcanes sumergidos (Stewart y Stewart, 2022).

información de la que existe actualmente; y justamente, en este aspecto se afinca uno de las problemas fundamentales de esta hipótesis pues la fuente central de la evidencia geológica, Wilkes Land, se encuentra localizada en un territorio lejano y hostil, cubierto además por capas de hielo de kilómetros de espesor, que hacen en extremo difícil su estudio en profundidad por medios convencionales (Von Frese y otros, 2009; Garay, 2025).

Una tercera hipótesis, finalmente, ha sido presentada recientemente sugiriendo que, si bien la erupción del LIP siberiano habría provocado un drástico calentamiento global durante la transición de los periodos Pérmico y Triásico, éste no habría alcanzado por sí solo para ocasionar un evento de extinción masiva de escala planetaria, sino que el tramo central de la biocrisis fue coincidente con un periodo de variabilidad meteorológica y climática extremos producido por un patrón meteorológico semejante a *El Niño* en curso en el océano Pantalasa (Pallares, 2024; Sun y otros, 2024; University of Hull, 2024). En la actualidad, el fenómeno *El Niño-Oscilación del Sur* (ENOS, o ENSO, siglas en inglés de *El Niño-Southern Oscillation*) se encuentra asociado con una considerable alteración de los patrones de viento, de temperatura superficial del mar y de precipitación en el Pacífico tropical, cuya escala de tiempo más habitual abarca aprox. entre 2 y 7 años, y afecta al planeta entero debido a las teleconexiones entre las distintas regiones (IPCC, 2018); por su parte, durante el límite Pérmico-Triásico un patrón similar pero de mucha mayor magnitud, denominado *Mega El Niño*, se habría desatado en series consecutivas en el océano mundial Pantalasa, originando una inestabilidad meteorológica extrema, que condujo a décadas de intensas sequías (acompañadas por feroces incendios), seguida por décadas de grandes inundaciones, ante lo cual la biota del periodo habría sucumbido por la imposibilidad de adaptarse con la rapidez necesaria a estas condiciones extraordinarias (Pallares, 2024). De este modo, una seguidilla de fenómenos de Mega El Niño generaron una retroalimentación positiva con el clima de super-invernadero, que conllevó a condiciones excepcionalmente cálidas desde los trópicos hasta las latitudes más altas, y rápidamente resultó en el inicio de un desastre ambiental en cascada que provocó pérdidas terrestres y marinas catastróficas (Sun y otros, 2024).

Amén de la discusión entre las posibles causas, la Gran Mortandad produjo una devastación de la que ninguna forma de vida pudo escapar: árboles, plantas, diápsidos, sinápsidos, peces, insectos, moluscos, microbios, etc., fueron diezmados por igual en un lapso de tiempo particularmente corto (NASA, 2002). Así, la era Paleozoica tardía, que había comenzado con un importante proceso de enfriamiento global que condujo a una de las eras glaciales más crudas y extensas de la historia, culminó envuelta en un clima de super-invernadero atravesado por inmensas inundaciones de lava, eventos meteorológicos extremos, incendios forestales feroces… un panorama apocalíptico que puso a la vida en el planeta al borde mismo de la desaparición.

2.4.5 El periodo Triásico

La era Mesozoica (251-66 Ma), la segunda del eón Fanerozoico, se destacó por la preeminencia de un clima cálido de invernadero, sin prácticamente la presencia de glaciares (al respecto existen opiniones divididas: varios sectores han aportado pruebas del desarrollo de glaciares en el interior del supercontinente en las latitudes altas, pero éstas han sido refutadas por otros sectores que descartan dicha evidencia por su ambigüedad, escasez o interpretación errónea, y argumentan que tales supuestas pruebas pueden ser explicadas por otras causas distintas de la glaciación) (Eyles, 1993; Markwick y Rowley, 1998; Price, 1999), y haber sido testigo de otros importantes acontecimientos de la historia de la Tierra: la ruptura del supercontinente Pangea, con significativas implicaciones para los sistemas biofísicos terrestres; una notable evolución y proliferación de la biosfera, particularmente de los reptiles (de aquí que se la reconozca como la *Era de los Reptiles*); y dos eventos de extinción masiva que enmarcaron el auge y caída de los dinosaurios, la familia de saurópsidos diápsidos más espectacular que haya poblado el planeta alguna vez (MacPherson, 2009; Quintero, 2018). Sin embargo, el comienzo de la era Mesozoica fue desolador, un tiempo marcado a fuego por la muerte y la devastación.

Durante muchos años la comunidad científica estimó que, tras el evento de extinción masiva del límite Pérmico-Triásico, el clima se mantuvo homogéneamente cálido y semiárido, y la biota experimentó una recuperación prolongada, pero estudios recientes han sugerido que, en oposición, durante el Triásico temprano los ambientes padecieron una sucesión de oscilaciones extremas de temperatura (por caso, la temperatura de las aguas oceánicas habrían aumentado entre 8-10℃, mientras que las te mperaturas medias ecuatoriales habrían fluctuado entre los 32-35℃ en el Triásico Inferior, llegando hasta los 40℃ en la edad Olenekiense -251,2 a 247, 2 Ma-) (Benton, 2018), episodios anóxicos, perturbaciones globales del carbono (por ejemplo, la evidencia hallada en depósitos lacustres sugiere que en el Triásico temprano el nivel de CO2 atmosférico cayó raudamente de 3.860 ppm a 305 ppm, luego subió a 417 ppm y enseguida se disparó hasta 3.510 ppm, todo en un lapso de apenas 130 Ka) (Retallack, 2013), y otros episodios que se vincularon con crisis en los ecosistemas continentales y marinos (Hochuli y otros, 2016; Li y otros, 2018; Ragon y otros, 2025). Este complejo panorama se extendió durante el principio del periodo Triásico y retraso notablemente la recuperación de la biosfera (Benton, 2018; Quintero, 2018), empero, tras millones de años de ecosistemas empobrecidos, con una diversidad disminuida y especímenes que sólo alcanzaban tamaños pequeños (Pagani y otros, 2020), la biota pudo recobrarse con significativa robustez, y así comenzaron a prosperar de nuevo los supervivientes de la catástrofe: entre los invertebrados marinos, crecieron en abundancia los moluscos, ostras, almejas, caracoles y corales; y entre las plantas, predominaron los helechos y las coníferas (como los pinos, abetos y cedros), y se multiplicaron las especies adaptadas tanto al clima seco

(equisetos[62] y licopodios)[63] como al húmedo en pantanos y riberas (musgos y hepáticas) (Badii y otros, 2008); no obstante, las mayores novedades evolutivas se produjeron entre los vertebrados pues, con la extinción durante la Gran Mortandad de la gran mayoría de los sinápsidos que habían dominado el Paleozoico tardío (Crónicas de Fauna, 2021; Historia de la Tierra, 2023b), los saurópsidos diápsidos ocuparon los nichos ecológicos dejados vacíos y conquistaron rápidamente el periodo Triásico.

Si bien, como habíamos mencionado previamente, se desató una importante radiación biológica de los saurópsidos diápsidos hacia finales del Pérmico, fue durante el Triásico Inferior y Medio que éstos se diversificaron y proliferaron en abundancia (Jones y otros, 2013; López Bosch, 2016a; Brocklehurst y otros, 2020; Jenkins y otros, 2025). Especialmente dos superórdenes tuvieron un papel destacado: por una parte, los *Lepidosaurios* ("lagartos con escamas" en griego), que conforman actualmente el grupo de vertebrados terrestres vivos más diverso del mundo con más de 11.000 especies registradas, distribuidas por todos los ambientes acuáticos y terrestres, con excepción de las regiones polares (Rodríguez, 2021; Simões y Pyron, 2021; Pham, 2025), y abarca, en general, a lagartos, serpientes, anfisbenios (lagartos-gusanos) y esfenodontos (también conocidos como *Rincocéfalos*); durante el Triásico temprano este grupo de ejemplares de pequeño y mediano tamaño, a su vez, se ramifico prontamente en dos subgrupos: a) El orden *Sphenodontia* ("diente de cuña" en griego) (o *Rhynchocephalia* -"cabeza de pico" en griego-), que en aquella época reunió una importante variedad pero que, en la actualidad, ha quedado reducido a sólo dos especies de *tuátaras* (denominación común que reciben en Nueva Zelanda, donde habitan exclusivamente los pocos especímenes sobrevivientes), *Sphenodon punctatus* (esfenodonte "moteado" en latín) y *Sphenodon guntheri* (esfenodonte más el nombre de uno de sus descubridores), los cuales mantienen un tamaño pequeño (aprox. 80 cm de longitud y 1 kg de peso), una dieta carnívora e insectívora, una cola gruesa, un cráneo grande con movilidad limitada y con un ojo parietal[64] prominente en la parte superior (Open Stax College, 2018; Rutland y otros, 2019). b) El orden *Squamata* ("escamoso" en latín), que concentra el resto de más de 11.000 especies de lagartos, serpientes y anfisbenios que se distribuyen a lo largo y ancho del mundo; su variedad resulta abrumadora en tamaño, forma, peso y

[62] Los *equisetos* son plantas vasculares perennes que se reproducen a través de esporas y suelen hallarse tanto en ambientes terrestres como acuáticos. Presentan un rizoma articulado del que brotan tallos huecos aéreos, con nudos y entrenudos muy diferenciados, y debido a estas formas largas, se les conoce comúnmente como Cola de Caballo (Acosta, 2024).

[63] Los *licopodios* son plantas de tipo rastrero, de hojas simples, gruesas e imbricadas, que crecen generalmente en lugares húmedos y con sombra (RAE, 2021a).

[64] El *ojo parietal*, también conocido como ojo pineal o tercer ojo, consiste en un órgano especializado que poseen ciertos peces, anfibios y reptiles que les permite, según la investigación, detectar la luz, lo cual les ayuda a orientarse y a regular sus ciclos diarios, que dependen de la luz diurna (BBC Mundo, 2018).

color, pero desde su origen a inicios del Mesozoico conservan determinados rasgos particulares, como un cuerpo cubierto de escamas epidérmicas superpuestas (que pueden mudar parcial o totalmente de manera regular), una hendidura cloacal transversal, un cráneo con el hueso cuadrado móvil que permite abrir ampliamente la boca, un órgano quimiosensorial especializado capaz de detectar y responder a los estímulos químicos de su entorno, una dieta mayormente carnívora (si bien subsisten ciertas especies herbívoras), y, en general, la posesión de cuatro extremidades, párpados y orejas externas (salvo las serpientes) (López Bosch, 2016a; Open Stax College, 2018; Pham, 2025). El fósil más antiguo de Squamata corresponde al lagarto *Megachirella wachtleri* (“mano grande” más el nombre de su descubridor en griego antiguo), que vivió hace aprox. 240 Ma, en el Triásico Medio, y tenía un tamaño pequeño (aprox. 15 cm de largo), un cráneo robusto y cuatro patas grandes y fuertes (Van Den Berg, 2018; Pham, 2025).

Por otra parte, a pesar de la importante radiación de lepidosaurios durante el Triásico, éstos ocuparon un rol menor en los ecosistemas en comparación con el otro superorden de saurópsidos diápsidos que surgió en paralelo, los *Arcosaurios* (“lagarto dominante” en griego) que, haciendo honor a su nombre, dominaron indiscutiblemente el periodo (Nesbitt, 2011; Castellanos, 2018; Brocklehurst y otros, 2020). Los arcosaurios incluyeron a los clados *Crurotarsi* (que abarca a los Crocodilios y otros parientes) y *Avemetatarsalia* (que comprende a los Pterosaurios, Dinosaurios y sus descendientes, las aves), y actualmente sólo se encuentran representados por cocodrilos (25 especies) y aves (más de 11.000 especies) (Vitt y Caldwell, 2014; Castellanos, 2018; Open Stax College, 2018). En general, la evidencia fósil ha demostrado que los arcosaurios evolucionaron respecto de sus ancestros diápsidos hacia un modo de andar más erguido merced a extremidades traseras largas y delanteras cortas, y un tipo especial de tobillo; además, sus dientes eran diferentes y más eficientes porque estaban fijados en cavidades (los *alvéolos*), no en surcos, como presentaban los antiguos saurópsidos (Watts, 2024), empero, la gran diversidad de los arcosaurios fue más allá de estos rasgos básicos y los condujo a la adquisición de múltiples innovaciones morfológicas entre los distintos clados que integraban el superorden: por caso, existe un gran consenso acerca de que los *Dinosaurios* (“lagarto terrible” en griego) ocuparon durante el periodo un papel secundario (Rafferty, 2018; Bentley y otros, 2024) pero, aún así, lograron establecerse en varios nichos ecológicos, como demuestra el género *Asilisaurus* (“antepasado del lagarto” a partir de una combinación de vocablos en griego y lengua suajili), que presenta los fósiles más antiguos de la línea aviar hallados hasta la fecha, y vivieron hace aprox. 240 Ma (Triásico Medio); éstos median entre 1 y 3 m de largo, pesaban entre 10 y 30 kg, eran cuadrúpedos herbívoros y tenían una configuración de tobillo similar a la de los crocodilianos y los pies bastante cortos (Donnelly, 2010; Nesbitt y otros, 2020). Asimismo, los *Pterosaurios* (“lagarto alado” en griego), que surgieron en el Triásico Superior, fueron los primeros vertebrados voladores (si bien se estima que más que autopropulsarse desde el suelo como los pájaros modernos, volaban luego de lanzarse desde lugares elevados) y

contaban con huesos huecos de paredes delgadas (como las aves actuales), colas cortas, cráneos con cresta y picos largos que podían tener o no dientes, y alas formadas por membranas de piel que se unían al cuarto dedo largo de cada extremidad delantera y se extendían a lo largo del cuerpo hasta las extremidades traseras (Open Stax College, 2018; Abel, 2023a; Watts, 2024). Igualmente, los *Crurotarsi* ("tobillos cruzados" en latín), con origen en el Triásico Inferior, como su nombre indica, poseían una configuración especial de tobillo que les permitía desplazarse tanto con las patas debajo del cuerpo (manteniéndose elevados del suelo) como a los lados del cuerpo (manteniéndose pegados al suelo), rasgo distintivo respecto de los demás arcosaurios que estaban limitados a una movilidad con la postura más erguida; además, tenían el cuerpo cubierto de escudos dérmicos, el cráneo macizo, los músculos fuertes y una gran capacidad para adaptarse a los ambientes terrestres y acuáticos más variados, lo cual los convirtió en los mayores depredadores del periodo (Nesbitt, 2011; Rafferty, 2018; Rutland y otros, 2019).

Los saurópsidos diápsidos también tuvieron una fuerte presencia en el océano, principalmente con los *Ictiosaurios* ("peces lagarto" en griego), un orden cuyo origen resulta todavía poco conocido, aunque se ha sugerido que éstos evolucionaron a partir de diápsidos terrestres que volvieron a la vida acuática; éstos tenían la apariencia de los delfines actuales, con cuerpos fuertes y ágiles, aparte de mandíbulas alargadas provistas de afilados dientes, que les permitían alcanzar una gran velocidad bajo el agua, lo que los convirtió en eficientes depredadores, muy abundantes durante el periodo (Wedel, 2007; Badii y otros, 2008; GM, 2023a).

A pesar del amplio dominio de los saurópsidos durante el periodo, muchos grupos sinápsidos que lograron sobrevivir a la Gran Mortandad siguieron ocupando un sitio relevante en los ecosistemas; entre éstos, los cinodontos se destacaron especialmente pues, de acuerdo con varias investigaciones, el refinamiento progresivo de sus características particulares (heterodoncia, endotermia, pelaje, etc.) permitió que evolucionaran y dieran origen a los primeros mamíferos en el Triásico Superior (Forsyth, 2002; Abdala, 2018; Historia de la Tierra, 2023c). En la actualidad, existen más de 6.500 especies de mamíferos (incluidos los humanos), distribuidos en abundancia en todos los ecosistemas terrestres y acuáticos del mundo, inclusive en las regiones polares (Burgin y otros, 2018; Masó, 2023), y el rasgo fundamental que las hermana, por encima de otras características mencionadas, y le otorga nombre a la clase *Mammalia*, consiste en la posesión de glándulas mamarias que permiten producir leche para alimentar a las crías (NHM, 2022; GM, 2023b; Historia de la Tierra, 2023c), incluso los monotremas (ornitorrincos y equidnas, ya mencionados anteriormente) que, si bien son los únicos mamíferos que actualmente todavía ponen huevos y no poseen glándulas mamarias, cuentan con unas glándulas especiales en el abdomen que producen leche de manera similar al sudor, que luego la cría lame para alimentarse (Ibíd.) (volveremos sobre esta cuestión de la reproducción de los mamíferos con más detalle en el próximo capítulo). Respecto de la adquisición de estas glándulas especiales, la ciencia aún no ha descubierto los mecanismos precisos involucrados en el

surgimiento de esta importante innovación evolutiva, pero se ha sugerido que hubo una progresión en el desarrollo de glándulas cutáneas en la zona de incubación de los huevos, las cuales primero produjeron secreciones antimicrobianas para proteger los huevos y, luego, se especializaron en suministrar nutrientes a las crías (Forsyth, 2002). Asimismo, los primeros mamíferos desarrollaron un profuso pelaje alrededor del cuerpo, de variadas formas y tamaños, y con distintas funcionalidades (por ejemplo, las vibrisas o bigotes, más rígidos y largos, tenían propiedades sensoriales), y, posteriormente, también pabellones auditivos u orejas, lo que les otorgaría una significativa ventaja adaptativa (GM, 2023b; Historia de la Tierra, 2023c). En contrapartida, su tamaño corporal fue reduciéndose paulatinamente hasta no ser más grandes que una musaraña actual (aprox. 10 cm de largo desde el hocico al extremo de la cola) y adquirieron hábitos nocturnos e insectívoros, cambios morfológicos y conductuales que, según múltiples informes, permitieron que pudieran evadir eficazmente a los depredadores arcosaurios y, a la vez, aprovechar un nicho ecológico relativamente vacío, lo cual aseguró su supervivencia en un entorno de feroz competencia (que se intensificaría todavía más con el posterior reinado de los dinosaurios) y de cambios climáticos y ambientales dramáticos (retornaremos más adelante sobre esta problemática), además, se ha argumentado que estas adaptaciones también serían la razón fundamental por la que la mayoría de los mamíferos actuales siguen manteniendo hábitos nocturnos o crepusculares (López Bosch, 2016b; Crónicas de Fauna, 2021; Historia de la Tierra, 2023c). El fósil más antiguo conocido de aquellos primeros mamíferos corresponde al *Brasilodon quadrangularis* (“diente de Brasil cuadrangular” a partir de una combinación de vocablos en griego y latín, respectivamente), que vivió hace aprox. 225 Ma (Triásico Superior) y tenía apenas 20 cm de longitud, un profuso pelaje y dos juegos de dientes a lo largo de su vida, uno temporal y otro permanente, al igual que la mayoría de los mamíferos modernos (Kolirin, 2022; NHM, 2022); el segundo fósil más antiguo remite al *Morganucodon watsoni* (“diente de Glamorgan” más el nombre de su descubridor a partir de una combinación de vocablos en latín y griego), que habitó hace aprox. 205 Ma (Triásico Superior) y fue el mejor representante de los mamíferos ancestrales durante mucho tiempo pues reunía una serie de refinamientos morfológicos que tuvieron su origen en los cinodontos, como la mandíbula de hueso único con una articulación similar a la de los mamíferos actuales; aparte, tenía dimensiones pequeñas (aprox. 10 cm de largo), pelaje espeso, un cráneo aplanado, patas largas, un hocico alargado y una dieta insectívora (Crónicas de Fauna, 2021; Kolirin, 2022; Historia de la Tierra, 2023c).

Este impresionante recambio biótico fue amparado por unas condiciones climáticas signadas por el enorme territorio del supercontinente Pangea, las cuales siguieron la tendencia del periodo Pérmico; por tanto, durante el Triásico temprano progresó el clima cálido de invernadero, mayormente seco, con grandes asimetrías entre las latitudes bajas y altas (a pesar de que las temperaturas en los polos también fueron bastante elevadas) y las regiones costeras e interiores del continente; posteriormente, hacia el Triásico tardío

aumentaron discretamente las zonas húmedas y también las precipitaciones (Dickins, 1993; Schöllhorn y otros, 2020), no obstante, llegando al final del periodo esta relativa estabilidad climática, así como el superlativo progreso del recambio biótico, sufrieron un nuevo revés cuando la aceleración de la actividad tectónica comenzó a ofrecer las primeras pruebas concretas de la inminente ruptura del supercontinente Pangea y, en coincidencia con el cambio climático producido, se desató otra devastadora crisis biótica.

Hace aprox. 201 Ma, estableciendo el límite entre los periodos Triásico y Jurásico, se desencadenó el cuarto evento de extinción masiva del grupo de las B5 (el tercero en orden de magnitud) (Davies y otros, 2017; Cabello, 2021) y, de acuerdo con varios estudios, el menos conocido y, por ende, también uno de los más polémicos (Pálfy y otros, 2001; Bodnar y otros, 2023). Entre las principales controversias que rodean al evento se cuentan, a pesar del consenso acerca de su datación, las incógnitas sobre su extensión, desarrollo y finalización, aunque la más destacada redunda en las dudas que se mantienen entre ciertos sectores respecto de la categorización del evento como extinción masiva pues, de manera similar a lo sucedido con la biocrisis del Devónico tardío, muchas investigaciones consideran que la marcada pérdida de biodiversidad del periodo se debió más a una baja de la tasa de especiación que a una alta tasa de extinción (Bambach y otros, 2004; Tanner y otros, 2020; Wignall y Atkinson, 2020). Al margen de esta diferencia de apreciación, el sustancial impacto del episodio parece incuestionable: en general, en la bibliografía especializada se estima que se perdió entre el 50% y 80% de las especies, con la distinción de que los ecosistemas marinos fueron mucho más afectados que los terrestres (Tanner y otros, 2004; Ruhl y otros, 2011; Ritchie, 2022; Garay, 2024). En el ámbito oceánico, fueron diezmados los bivalvos, braquiópodos, ostrácodos,[65] algas calcáreas y corales escleractinios[66] (una mención especial ameritan los *Conodontos* (“diente cónico” en griego antiguo) animales similares a las modernas anguilas, sin columna vertebral ni mandíbulas y con grandes dientes, que habían sobrevivido en los océanos desde el periodo Cámbrico pero finalmente desaparecieron en esta época), mientras que en el dominio terrestre sufrieron importantes pérdidas la megaflora y, sobre todo, muchos géneros de sinápsidos y saurópsidos (Davies y otros, 2017; Wignall y Atkinson, 2020; Bentley y otros, 2024). En este sentido, varias investigaciones han observado que el evento de extinción masiva del límite Triásico-Jurásico completó en gran medida la transición de la fauna evolutiva paleozoica hacia la fauna evolutiva moderna que se había iniciado

[65] Los *ostrácodos* son un grupo de crustáceos microscópicos, parientes de los cangrejos, con un tamaño generalmente inferior a 1 mm, que viven en los ambientes acuáticos (Martínez García, 2020).

[66] Los *Escleractinios* (Scleractinia) son un orden de antozoos, también conocidos como corales escleractinios o corales pétreos, que habitan los mares y secretan un esqueleto duro de carbonato de calcio de una gran diversidad de formas y colores; actualmente existen unas 1.500 especies y han sido los organismos constructores de arrecifes dominantes desde el Mesozoico (Hendricks, 2019).

con el devastador episodio del límite Pérmico-Triásico (Schoepfer y otros, 2022).

En cuanto a las causas que motivaron la crisis biótica, existe pleno consenso en que fue provocada por el drástico cambio climático derivado del intenso vulcanismo de la *Central Atlantic Magmatic Province* (CAMP, o *Provincia Magmática del Atlántico Central*) como producto de la ruptura del supercontinente Pangea (Percival y otros, 2018; Ritchie, 2022; Algeo y Shen, 2023; Bodnar y otros, 2023), aunque también se han planteado otras posibles explicaciones que podemos clasificar, siguiendo la aportación de Tanner y otros (2004), en *gradualistas* o *catastróficas*, según la extensión y efectos potenciales de cada mecanismo que se ha sugerido como responsable de la extinción masiva del Triásico tardío; de este modo, dentro del primer grupo se cuentan, por una parte, el cambio en el nivel del mar global, que habría causado una importante reducción del hábitat de la fauna marina por regresión, o bien un episodio de anoxia general por transgresión, y por otra parte, el cambio climático asociado con un proceso gradual y generalizado de aridificación de Pangea que habría ocasionado un declive paulatino de la biota terrestre; aunque ambas alternativas cuentan con un interesante cúmulo de evidencia, han recibido serias críticas porque cada una ofrece una explicación a un ambiente específico (los cambios eustáticos sólo abarcan el dominio marino, además de que podrían tratarse de fenómenos localizados en regiones particulares; mientras que la aridificación remite únicamente a efectos en el dominio terrestre) sin que puedan ligarse a un evento de escala global. En contrapartida, el segundo grupo incluye, por un lado, la liberación repentina de hidratos de metano desde el fondo marino, lo cual habría producido un notable calentamiento global por el refuerzo acelerado del efecto invernadero; al respecto, algunos informes estimaron que se habrían liberado en la atmósfera hasta 12.000 Gtn de carbono isotopicamente agotado en forma de metano (Ruhl y otros, 2011) y esto habría provocado un vertiginoso calentamiento ambiental con consecuencias fatales para los ecosistemas marinos y continentales; empero, las principales objeciones a esta teoría argumentan que tanto el mecanismo desencadenante como los efectos climáticos directos de dicha liberación siguen siendo inciertos, o bien, que se trata más bien de un proceso adicional de la intensa actividad de la CAMP, que sería entonces la máxima responsable de la transformación ambiental (Steinthorsdottir y otros, 2011). Por otro lado, se ha propuesto que el impacto de un gran asteroide podría haber inducido también la degradación ambiental que derivó en la crisis biótica y para respaldar esta explicación se han presentado varios astroblemas que podrían ser los restos sobrevivientes de dicha catástrofe, como la estructura de *Manicouagan* (también conocida como el *Ojo de Quebec* por las fotos que se han tomado desde el espacio -actualmente cubierta por un gran lago-, que posee un diámetro de aprox. 85-100 km y se estima que se produjo hace aprox. 215,5 Ma) (ESA, 2025), de *Saint Martín* (con un diámetro de aprox. 40 km y una datación de aprox. 227,8 Ma de antigüedad) y de *Rochechouart* (también llamado *Astroblema de Rochechouart-Chassenon*, con un diámetro de entre 23-50 km y una datación de aprox. 207-201 Ma de antigüedad), las dos

primeras localizadas actualmente en Canadá y la tercera en Francia (Biren y otros, 2014; Clutson y otros, 2018); de acuerdo con esta alternativa, cualquiera de estos cráteres podría constituir la prueba de la colisión de un bólido extraterrestre de grandes dimensiones durante el periodo, cuyos efectos podrían haber incluido un aumento repentino de la opacidad atmosférica por la expulsión a gran altura de polvo y escombros y, con ello, se habría interrumpido la actividad fotosintética poniendo en serio peligro al resto de la cadena trófica; no obstante, esta explicación tampoco ha obtenido consenso entre los sectores especializados porque los intentos por establecer una conexión causal entre los impactos mencionados y la biocrisis del límite Triásico-Jurásico han resultado infructuosos por falta de evidencias concretas (Ibíd.). Finalmente, este segundo grupo se completa con la hipótesis que ubica a la actividad de la CAMP como principal impulsora del evento de extinción masiva, la cual cuenta con un creciente apoyo dentro del campo, aunque dicho respaldo no indica que ésta se encuentre exenta de sospechas y controversias.

En efecto, la polémica en torno a la CAMP no radica en su rol protagónico durante la crisis del Triásico tardío, sino en la determinación del mecanismo específico por el cual provocó el cambio climático, ya que al momento se han presentado tres procesos distintos para responder a dicha cuestión. Antes de enumerar cada mecanismo propuesto por la investigación, debemos mencionar algunas características generales de la CAMP para ponernos en contexto; así, en principio, esta LIP se erige como una de las más extensas descubiertas por la ciencia y, durante el periodo en cuestión, se ubicó en el centro de Pangea, siendo su surgimiento una de las primeras manifestaciones concretas de la actividad tectónica que anunciaba la inminente desintegración del supercontinente; posteriormente, en el lugar de emplazamiento de la LIP surgiría la simiente del océano Atlántico, y de allí deriva su denominación (Landwehrs y otros, 2020; Garay, 2024). La primera forma en que la CAMP habría causado la perturbación ambiental discurre por el camino tradicional: la intensa actividad magmática (que se dividió en varios pulsos durante un lapso de 600-700 Ka, muy corto en términos geológicos) desgasificó grandes cantidades de CO2 y SO2, gases estos que alteraron severamente el ciclo global del carbono y produjeron un fuerte y rápido calentamiento ambiental, que a su vez desató una serie de perturbaciones en cascada que incluyeron eventos climáticos hipertérmicos, una mayor meteorización continental y la acidificación y anoxia del océano (Galli y otros, 2005; Schoepfer y otros, 2022; Bodnar y otros, 2023). En este sentido, las estimaciones indican que la CAMP desplazó entre 2-3 Mkm3 de roca ígnea máfica[67] por una extensión aproximada de entre 10-11 Mkm2, esto habría elevado la concentración de CO2 atmosférico de 1.000 ppm en el Rhaetiense (208,5-201,3 Ma) hasta alrededor de 2.000-2.500 ppm en el límite Triásico-Jurásico, mientras que la temperatura media global también se incremento entre 3-4℃, pro piciando unas condiciones

[67] Las rocas *máficas* son un tipo roca ígnea formado a partir de magma enfriado, compuesta de sílice, magnesio y hierro (Sheposh, 2024).

climáticas muy difíciles de afrontar para los ecosistemas marinos y terrestres (Steinthorsdottir y otros, 2011; Davies y otros, 2017; Bentley y otros, 2024).

Una segunda alternativa explica que, efectivamente, la CAMP desgasificó una enorme cantidad de CO2 y SO2 (en el orden de las 1.000-10.000 Gtn para cada uno, según ciertos cálculos) y elevó estos gases hasta unos 10 km de altura por la fuerza de la columna de erupción, pero esto, en lugar de causar un calentamiento inmediato, habría provocado un intenso *invierno volcánico*, a saber: esta gran cantidad de aerosoles de sulfatos dispersados en la alta atmósfera habrían reflejado la radiación solar ocasionando un enfriamiento global sostenido, además de una interrupción de la actividad fotosintética y la consecuente desestabilización de toda la cadena trófica. Los estudios admiten que, dada la corta duración natural de los aerosoles, el invierno volcánico global se habría prolongado por un estrecho lapso de tiempo para luego dar paso a un proceso de calentamiento generalizado superpotente, pero aclaran que este breve periodo fue suficiente para desencadenar el evento de extinción masiva y sus peores consecuencias (Landwehrs y otros, 2020; Tanner y otros, 2020; Garay, 2024).

La tercera opción ha ganado mucho apoyo en los últimos años y argumenta que, a diferencia de las posturas previas, el proceso de intrusión de magmas voluminosos desencadenado por la CAMP habría sido la verdadera causa del cambio climático que ocasionó el evento de extinción masiva, y no la erupción de basalto de inundación, puesto que, de acuerdo con cálculos más precisos, esta última ocurrió más de 100 Ka después de iniciada la crisis biótica. Específicamente, estas investigaciones sugieren que el magmatismo intrusivo[68] temprano habría propiciado una intensa desgasificación de volátiles a partir del metamorfismo de contacto de los umbrales que invadían sedimentos ricos en carbono orgánico y evaporitas de reservas actualmente ubicadas en Brasil (en la región del Amazonas y de Solimoes); desde estos depósitos (de más de 1Mkm2 de extensión según las estimaciones) se liberaron aprox. 88.000 Gtn de CO2, lo que condujo a un aumento de la concentración de CO2 atmosférico de hasta cuatro veces superior a los niveles previos a la biocrisis y un incremento de la temperatura global de entre 3-4℃, condicione s que desataron una serie de procesos ambientales que afectaron severamente la biosfera del periodo (Davies y otros, 2017; Landwehrs y otros, 2020; Oliveira y otros, 2023).

A la fecha continúa la discusión dentro de la comunidad científica respecto de la validez de cada una de estas alternativas relacionadas con la CAMP, lo cual constituye la principal crítica que se le efectúa a dicha hipótesis, esto es, las incógnitas que se mantienen respecto de la sincronicidad entre los procesos de

[68] El *magmatismo intrusivo* (también denominado plutónico) comprende la actividad magmática en la cual el magma se enfría y solidifica lentamente bajo la superficie, formando rocas de mayores tamaños como el granito, a diferencia del *magmatismo extrusivo*, en donde el magma se abre paso hasta la superficie. Este proceso abarca generalmente grandes extensiones de terreno y las rocas producidas afloran luego en la superficie mediante procesos orogénicos (deformaciones tectónicas) o de erosión (SGM, 2017b).

erupción de basalto de inundación o de magmatismo intrusivo y la crisis biótica, y la falta de resolución acerca de los efectos ambientales contradictorios que dichos procesos habrían provocado (Tanner y otros, 2004; Landwerhs y otros, 2020; Tanner y otros, 2020).

Aún sin llegar a alcanzar el nivel de devastación de la Gran Mortandad del límite Pérmico-Triásico, el evento de extinción masiva del Triásico tardío tuvo importantes consecuencias para la biosfera y el SC, y acabo por completar el recambio evolutivo desde la biota paleozoica hacia las formas de vida modernas que, en gran medida, continúan hasta nuestros días.

2.4.6 Los periodos Jurásico y Cretácico

Los periodos Jurásico (200-146 Ma) y Cretácico (145-66 Ma), que comprenden el tramo medio y final de la era Mesozoica y se extendieron por casi 150 Ma, incluyen también acontecimientos sumamente importantes de la historia de la Tierra: la ruptura del supercontinente Pangea y la posterior desintegración del bloque continental Gondwana, pasos fundamentales para la gradual configuración del mundo tal como lo conocemos en la actualidad; la propagación de importantes eventos de anoxia oceánica vinculados con la ininterrumpida actividad volcánica y significativas crisis bióticas; el tránsito por el clima de invernadero más tórrido del eón Fanerozoico, que incluye uno de los eventos hipertermales más intensos de que se tenga registro; y la abrupta culminación de la era Mesozoica con un episodio de extinción masiva causado por un impresionante fenómeno extraterrestre... Sin embargo, a pesar de la innegable trascendencia de estos hitos, para la conciencia colectiva, ambos periodos, Jurásico y Cretácico, serán siempre reconocidos como la "Era de los Dinosaurios", las formas de vida más espectaculares que jamás hayan recorrido la Tierra.

Dentro de este amplio horizonte, el devenir del Jurásico estuvo signado por una considerable actividad tectónica y sus principales consecuencias en los sistemas biofísicos (Tabor y otros, 2019; Schöllhorn y otros, 2020; Schoepfer y otros, 2022). Tras la debacle dejada por el evento de extinción masiva del Triásico final en vinculación con el pico de actividad magmática de la CAMP, se produjo la apertura del océano Atlántico Central hace aprox. 195-190 Ma por el continúo desplazamiento hacia el oeste de la placa de América del Norte respecto del noroeste de África (éste rápidamente se extendió hasta los 1.500 km de longitud en el Aptiano -hace aprox. 125 Ma- y a más de 4.500 km de longitud durante el Cenomaniano-Turoniense) (Svensen y otros, 2017; Koptev y Cloetingh, 2024), acontecimiento fundamental que adelantaría la ruptura definitiva del supercontinente Pangea en dos grandes bloques territoriales: Pangea Norte (o Laurasia) y Pangea Sur (o Gondwana) hacia finales del Jurásico Inferior, hace aprox. 180-175 Ma (Masterson, 2017; Le Pichon y otros, 2023; Pester, 2024). Durante este intervalo de separación, se desarrolló una importante alteración del ciclo global del carbono, la apertura de estrechos y pasajes de circulación marina entre regiones otrora distantes (como el *Corredor Hispano*, formado entre el Sinemuriense tardío y el Pliensbachiense temprano, que posibilitó el intercambio de fauna entre el Pacífico Oriental y el Tetis Occidental; o el *Corredor Viking*, que haría lo propio durante el periodo entre las cuencas oceánicas en formación del Atlántico Norte y el Mar Ártico), una reorganización de las circulaciones superficiales y profundas del océano y, consecuentemente, una alta variabilidad climática (Callomon, 2003; Arias, 2007; Brikiatis, 2016; Schöllhorn y otros, 2020; Nat Geo, 2024a; Viton, 2025). Tal fue la inestabilidad que, de acuerdo con varias investigaciones, se habrían desencadenado una serie de episodios intercalados de notorio calentamiento global, donde la temperatura de las aguas oceánicas se incrementaron entre 7-

10℃, con otros de inesperado enfriamiento generali zado, donde la temperatura media descendió hasta 5℃, el océano experimentó un a considerable regresión y probablemente se formaron glaciares, de manera transitoria, en las regiones continentales localizadas en latitudes altas, tópico que aún sigue despertando serias controversias (Price, 1999; Arias, 2007; Suan y otros, 2010).

Posteriormente, mientras se consolidaba la separación de Pangea, se desató un episodio de grandes perturbaciones ambientales y del ciclo planetario del carbono por causa de la entrada en actividad de la LIP de *Karoo-Ferrar*, ubicada en el sur de Gondwana (distribuida entre Sudáfrica -región de Karoo-, el sur de Sudamérica -región de Chon Aike- y la Tierra de la Reina Maud en la Antártida -región de Ferrar-) (Percival y otros, 2015), hace aprox. 183-181 Ma, el cual ha sido señalado como el más probable responsable de ocasionar el *Evento Anóxico Oceánico Toarciense Temprano* (T-OAE, siglas en inglés de *Toarcian Oceanic Anoxic Event*), ocurrido también hace aprox. 183 Ma, y de la ulterior extinción masiva de segundo orden vinculada con éste (Pálfy y Smith, 2000; Benton, 2018; Schoepfer y otros, 2022; Algeo y Shen, 2023). El intenso magmatismo de la LIP de Karoo-Ferrar (se estima que el afloramiento ígneo ascendió a más de 2 Mkm3) (Percival y otros, 2015) activó la ruptura litosférica que durante el Jurásico Medio (hace aprox. entre 170-164 Ma) concurriría en la separación del continente Gondwana en dos grandes bloques territoriales: Gondwana Oriental (Antártida, Australia, India y Madagascar) y Gondwana Occidental (África y Sudamérica) (Svensen y otros, 2017; Koptev y Cloetingh, 2024; Encyclopaedia Britannica, 2025). De esta manera, en un periodo geológico relativamente corto, desapareció el bloque continental Gondwana, luego de más de 500 Ma de existencia desde su consolidación en el Precámbrico tardío (Ibíd.).

Como mencionamos con antelación, esta importante reconfiguración paleogeográfica, impulsada por una continúa e intensa actividad tectónica y magmática, tuvo un enorme impacto en el desarrollo del clima y la biosfera durante el periodo Jurásico. En cuanto al SC, la redistribución entre los espacios terrestres y marinos provocó una persistente alteración del ciclo global del carbono y un reacomodamiento de la circulación atmosférica y oceánica (Arias, 2007; Schöllhorn y otros, 2020; Schoepfer y otros, 2022); en términos generales, estos cambios se tradujeron durante el periodo, en el marco de la continuidad del clima de invernadero, en una transición de las condiciones secas y áridas del Triásico tardío hacia condiciones mucho más húmedas, caracterizadas por un importante aumento de la temperatura media del océano ecuatorial, de la nubosidad y de las precipitaciones, lo cual contribuyó al reverdecimiento en buena medida de las regiones antes desérticas; además, por efecto de la expansión del lecho marino, se produjo un sustancial aumento del nivel del mar y, consecuentemente, la inundación de los territorios intermedios, formando así extensos mares interiores de poca profundidad (Masterson, 2017; Tabor y otros, 2019; Nat Geo, 2024a; Viton, 2025). Estas nuevas condiciones climáticas propiciaron una fuerte diversificación de la biota y los ecosistemas marinos y terrestres.

En efecto, merced a los mayores niveles de humedad y precipitaciones, las plantas proliferaron en demasía durante el Jurásico: los helechos arborescentes y, como habíamos anticipado, sobre todo las plantas gimnospermas se esparcieron en abundancia; en consecuencia, las cícadas, las coníferas (como pinos, araucarias y podocarpos) y los ginkgos (muy diversos en la época) tapizaban las latitudes septentrionales medias y altas (Badii y otros, 2008; Nat Geo, 2024a). Asimismo, los insectos constituyen los invertebrados terrestres con mayor presencia en el registro fósil Jurásico y, entre los distintos órdenes, se destacaron los *Odonatos* (libélulas y damiselas, sus parientes cercanos), los *Coleópteros* (escarabajos), los *Dípteros* (moscas) y los *Himenópteros* (abejas, avispas y hormigas) (Tang, 2025). Por otra parte, en cuanto a la fauna acuática, en las aguas cálidas oceánicas se multiplicaron los arrecifes de coral, las esponjas, los caracoles, los moluscos y el plancton microscópico, el cual flotaba libremente y por su abundancia probablemente habría teñido de rojo algunas zonas del océano (Nat Geo, 2024a); además, en los ecosistemas de agua dulce, crecieron las poblaciones de caracoles, bivalvos y ostrácodos (Tang, 2025); también se destacaron los grandes reptiles acuáticos como los *Plesiosaurios* (de cuello largo y aletas en forma de remo que podían llegar a los 15 m de largo) y los *Ictiosaurios*, que se expandieron notoriamente desde el Triásico Inferior (Nat Geo, 2024a); empero, dentro del dominio acuático, la ciencia ha reconocido en el Jurásico un periodo clave porque atestiguó la primera gran radiación (y en algunos casos el origen) de las faunas de peces modernos, que, a la fecha, representan más de la mitad de los taxones de vertebrados recientes conocidos (a los que debería sumarse un ingente número de taxones aún por descubrir) (López-Arbarello y otros, 2008); dentro de este marco, los *condrictios* (aquellos peces vertebrados que tienen un esqueleto de cartílago -por ello también se los denomina *peces cartilaginosos*-, como los tiburones y las rayas) experimentaron una profusa radiación pero, especialmente, los peces *teleósteos* se diversificaron con exuberancia en número y tamaño (por ejemplo, a esta época corresponde el fósil del pez óseo más grande que jamás haya existido, el *Leedsichthys problematicus* -“pez de Leeds problemático” en griego latinizado-, que alcanzaba los 20 m de longitud) (Gouiric y Cione, 2013; Sferco, 2013; Tang, 2025). Los *Teleósteos* (“completo de huesos” en griego) son aquellos peces, miembros de la clase de los *Actinopterigios* (“aleta radiada” en griego), dotados de un esqueleto interno óseo, es decir, compuesto primordialmente de piezas calcificadas y muy pocas de cartílago, que representan el grupo más numeroso y diversificado de vertebrados existentes (comprenden más de 30.000 especies, casi el equivalente a la suma de todos los demás grupos de vertebrados del planeta, y más del 95% de los peces recientes) y cuyo rasgo definitorio consiste en posesión de una cola *homocerca*, esto es, una cola en la que las mitades superior e inferior son prácticamente iguales (Weitzman, 2026); este inmenso grupo, si bien apareció por primera vez en el registro fósil del Triásico de manera escasa y con muy poca representación, tuvo una significativa radiación en el Jurásico tardío (incluso, se estima que muchos de los linajes modernos más importantes se originaron en el Jurásico temprano) que le aseguró un lugar de privilegio en la fauna de vertebrados pisciformes

modernos, merced a la incorporación, de acuerdo con la investigación, de una importante innovación morfológica, el surgimiento de la *flotación neutra*, resultante del desarrollo de la *vejiga natatoria* (un órgano especializado lleno de gas ubicado en la cavidad dorsal que actúa como flotador para controlar su posición en el agua), lo cual permitió un gran ahorro de energía que se tradujo, junto con una notoria reducción del peso corporal, en un incremento considerable de la eficiencia de la natación horizontal y la velocidad final, adaptaciones evolutivas fundamentales en un ambiente acuático harto competitivo (López-Arbarello y otros, 2008; Gouiric y Cione, 2013; Sferco, 2013). En contrapartida, respecto de la fauna aeroterrestre, el Jurásico constituyó una época de esplendor para los Pterosaurios ya que se diversificaron de manera extraordinaria, alcanzando tamaños y aspectos muy variados (Open Stax College, 2018; Abel, 2023a; Watts, 2024), y también fue testigo de la radiación biológica temprana de las primeras aves: tradicionalmente el fósil más antiguo conocido de manera confiable que representa la evolución de los dinosaurios hacia las aves modernas corresponde al célebre género *Archaeopteryx* (“pluma o ala antigua” en griego), que vivió en el tramo final del Jurásico Superior (hace aprox. entre 150-148 Ma), medía aprox. 50 cm y pesaba alrededor de 1 kg, y conservaba aún muchas características propias de los dinosaurios, como los dientes afilados, las alas cubiertas de vistosas plumas terminadas en garras y una gruesa cola larga de reptil ancestral (Nat Geo, 2024a; Tang, 2025); no obstante, la posesión de este privilegio podría cambiar de manos debido a que recientemente se descubrieron los restos fósiles del *Baminornis zhenghensis* (“ave de Fujian” en griego), que habitó los territorios de China hace aprox. 149 Ma, en el Jurásico Superior, y tenía un tamaño similar al de las codornices actuales (unos 20 cm de largo y 100 g de peso promedio), además de una cintura escapular y pélvica, manos maniraptoranas (es decir, semejante a la de los *Maniraptores* -”manos de ladrón” en latín-, un clado de dinosaurios caracterizado por la posesión de largos brazos con plumas y manos especializadas de tres dedos, provistas con garras afiladas y un hueso semilunado en la muñeca que le permitía realizar movimientos de agarre) y una cola corta, el rasgo definitorio que lo aproxima a las aves modernas dado que esta innovación morfológica resulta fundamental para poder volar al desplazar el centro de masas del cuerpo hacia adelante y hacerlo más aerodinámico, rasgo que, en comparación, se encuentra ausente en el Archaeopteryx, que contaba con una cola larga de reptil, lo cual habría ocasionado que tuviera serias dificultades para poder volar, y ha llevado a que muchos estudios paleontológicos lo ubiquen más próximo a los dinosaurios emplumados (puntualmente, se lo ha referido al grupo de los *Deinonicosaurios*, que analizaremos con mayor detalle más adelante) que a las aves modernas (Ashworth, 2025a; Bassi, 2025; Chen y otros, 2025). El hallazgo de estos fósiles, amén de cuál de los dos sea finalmente coronado como el ancestro más antiguo de la clase, representa un eslabón esencial para el conocimiento de la evolución temprana de las aves durante el Jurásico (Ibíd.).

También durante este periodo, aunque ocupando un lugar menor en la cadena trófica y los ecosistemas, los reptiles escamosos y los mamíferos (cada vez más diferenciados morfológicamente) siguieron evolucionando, y en particular, entre los segundos, se produjo un importante evento evolutivo puesto que, de acuerdo con las estimaciones temporales moleculares, durante el Jurásico Superior, en fecha anterior a los 160 Ma, aconteció la divergencia que llevó a la conformación de los tres únicos linajes de mamíferos que sobreviven hasta la actualidad: *Eutheria* (“bestia verdadera” en griego), *Metatheria* (“más que bestias” en griego) y *Prototheria* (“primera bestia” en griego) (Miller, 2010; Luo y otros, 2011; Bi y otros, 2018). Estos linajes son filogenéticamente distintos y cada uno presenta características únicas, especialmente en el aspecto reproductivo, si bien la estructura básica de las glándulas mamarias (el rasgo definitorio de la clase Mammalia) resulta notablemente similar en los tres grupos (con excepción de los monotremas, que carecen de pezones); de este modo, los *prototerios* (que incluye a los monotremas como el ornitorrinco y los equidnas) constituyen los mamíferos más primitivos de la actualidad y se caracterizan por ser los únicos que todavía ponen huevos, de los que nace una cría que se amamanta con la leche materna que exudan las glándulas localizadas en la piel de las hembras; los *metaterios* (que incluye a los marsupiales como el canguro y el koala) representan una pequeña fracción de los mamíferos actuales y dan a luz crías relativamente altriciales (aquellas que nacen inmaduras, indefensas y ciegas, con movilidad limitada y nulo pelaje o plumaje) que nacen después de una gestación corta y completan su desarrollo mientras se amamantan prendidos de la teta de la madre, a veces dentro de una bolsa o *marsupio*; y los *euterios* (que incluye a la gran mayoría de los mamíferos) dan a luz crías relativamente precoces (en algunas especies, éstas eclosionan perfectamente activas y en alerta) que han completado gran parte de su desarrollo temprano en el útero de la madre después de un periodo de gestación relativamente largo (Forsyth, 2002; Miller, 2010; Historia de la Tierra, 2023c); de aquí se desprende, vale la aclaración, que los euterios y metaterios conforman el gran grupo de los *Therios*, por su calidad de *vivíparos* (aquellos animales que se reproducen a través del desarrollo del embrión dentro del cuerpo de la hembra), del cual no forman parte los prototerios por su calidad de *ovíparos* (aquellos animales que se reproducen mediante la puesta de huevos, en cuyo interior se desarrolla el embrión, fuera del cuerpo de la hembra) (Ibíd.). El fósil más antiguo de un euterio corresponde a la especie *Juramaia sinensis* ("madre jurásica de China" en latín), que vivió hace aprox. 160 Ma, en el Jurásico Superior, y contaba con características escansoriales (adaptaciones para trepar en los árboles o las estructuras verticales) en las extremidades posteriores, además de proporcionar la condición ancestral para los rasgos anatómicos y dentales de los euterios; mientras que el fósil más antiguo de un metaterio corresponde a la especie *Sinodelphys szalayi* ("zarigüeya china” en griego), similar en apariencia a una pequeña zarigüeya actual, que vivió hace aprox. 130-125 Ma (Luo y otros, 2011; Bi y otros, 2018); empero, todavía persisten las dudas respecto de la identidad de esta última especie (según muchas investigaciones se trataría en realidad de una variación en el linaje de los euterios, no de un auténtico metaterio) y, en un sentido amplio, de la

datación de la divergencia dentro del grupo de los Therios dado que muchos sectores continúan afirmando que no ocurrió en el Jurásico, sino en el Cretácico Inferior, so pesar de la evidencia fósil presentada recientemente en este aspecto (Hernández Barreña, 2016; Bi y otros, 2018; Maltepe y Penn, 2018).

La mayor revolución del periodo Jurásico, no obstante, se produjo entre los vertebrados terrestres pues, aunque todavía se desconocen los mecanismos evolutivos involucrados y, por ello, se ha sugerido más bien la influencia de una radiación oportunista tras el evento de extinción masiva del Triásico final que una competencia darwiniana entre las especies hermanas de saurópsidos diápsidos (Tucker y Benton, 1982), los Dinosaurios que en el periodo anterior habían sido un contingente secundario frente a los demás Arcosaurios, se convirtieron en el grupo indiscutiblemente dominante (Bentley y otros, 2024; Tang, 2025).

De acuerdo con la aportación de Badii y otros (2008), por su tipo de pelvis se podían reconocer dos órdenes de dinosaurios: los *Saurisquios* (con una pelvis similar a la de los reptiles) y los *Ornitisquios* (con una pelvis parecida a la de las aves); a su vez, los primeros se podían agrupar en dos tipos, los *Terópodos* (carnívoros bípedos cuyo tamaño variaba desde los 30 o 40 cm de longitud hasta los 15 m de largo) y los *Saurópodos* (herbívoros cuadrúpedos gigantes, con largos cuellos y colas, cuyo tamaño podía fácilmente superar los 20 m de longitud); mientras que los segundos se dividían en cinco tipos: los *Ornitópodos* (herbívoros principalmente bípedos, con extremidades superiores bien desarrolladas, que también podían moverse como cuadrúpedos y que, en algunos casos, tenían picos similares a los de los patos modernos); los *Paquicefalosaurios* (herbívoros y/o omnívoros bípedos que se destacaban por tener la cabeza en forma de cúpula como resultado del engrosamiento de los huesos craneales); los *Anquilosaurios* (herbívoros cuadrúpedos que podían alcanzar un gran tamaño, cuyos cuerpos estaban protegidos por una gruesa coraza y la cola terminaba en una sólida excrescencia a modo de garrote); los *Estegosaurios* (herbívoros cuadrúpedos con el cuerpo también cubierto con placas acorazadas y la punta de la cola terminada con púas óseas); y los *Ceratópsidos* (herbívoros cuadrúpedos de gran envergadura, que sobresalían por contar con cabezas enormes, un grueso collar óseo llamado *Gol* y uno o más cuernos de grandes proporciones). Los dinosaurios se adaptaron a casi todos los ambientes mesozoicos e, incluso, se estima que muchas especies eran endotérmicas. De los distintos géneros que gobernaron el periodo, se destacaron, entre los terópodos, los *Megalosaurios* ("lagarto grande" en latín), que podían alcanzar los 9 m de largo y 3 tn de peso, y los *Allosaurios* ("lagarto extraño" en latín), cuyo voluminoso cuerpo también podía superar los 9 m de longitud y pesar más de 2 tn; mientras que entre los saurópodos abundaban los *Braquiosaurios* ("lagarto brazo de tórax profundo" en griego), con más de 16 m de altura, 26 m de longitud y más de 80 tn de peso; los *Diplodocus* ("doble viga" en latín, derivado del griego), que podían medir hasta 27 m de longitud, con una altura de 7 m y un peso de hasta 20 tn; y los *Apatosaurios* ("lagarto

engañoso" en latín), con más de 23 m de longitud y más de 20 tn de peso (Nat Geo, 2024a; Tang, 2025).

El Cretácico se erige como el periodo más extenso de la historia geológica del planeta y, al igual que el Jurásico, estuvo signado por una constante e intensa actividad tectónica y, sobre todo, magmática: la investigación ha determinado que este periodo tuvo la tasa más alta de formación de LIP de, al menos, los últimos 300 Ma (Percival y otros, 2024); en los inicios de la época Inferior el planeta estaba constituido por el bloque continental Laurasia en el hemisferio norte y los recientemente separados bloques territoriales de Gondwana Oriental y Occidental en el hemisferio sur, ambos mediados por el cálido océano ecuatorial de Tetis (Koch y Hansen, 2025), sin embargo, esta configuración no duró demasiado ya que hace aprox. 136 Ma comenzó el proceso de ruptura de Gondwana Oriental que daría como resultado la formación de dos nuevos bloques territoriales menores, Antártida-Australia e India-Madagascar-Seychelles, mediados por el espacio marino que posteriormente se transformaría en el océano Índico (Svensen y otros, 2017; Encyclopaedia Britannica, 2025). Este proceso de separación se extendió hasta hace aprox. 126 Ma y respecto de su origen existe una gran controversia pues, por un lado, unos sectores atribuyen la ruptura continental a la activación de la LIP de la meseta de *Kerguelén* (actualmente un archipiélago ubicado en el océano Índico meridional, a unos 3.900 km de Sudáfrica y a unos 2.000 km de la Antártida) (Gibbons y otros, 2013; Oinam y otros, 2022), un punto caliente de gran extensión asociado con un vulcanismo masivo que se ha mantenido activo de manera continúa desde hace por lo menos 130 Ma, derramando, a diferentes velocidades, aprox. 25 Mkm3 de material ígneo (Magri y otros, 2024). Por otro lado, algunos sectores han puesto en cuestión la participación de la LIP de Kerguelén y han sugerido que la ruptura del continente Gondwana Oriental se debió esencialmente a un proceso de *rifting continental pasivo* (a saber: el proceso de desplazamiento entre placas oceánicas y/o continentales que, por hallarse sobre la misma base tectónica, se manifiesta en sintonía, generando tensiones tectónicas mínimas, que no son suficientes para modificar la estructura de las rocas, ni producir casi terremotos o actividad volcánica) (Dipietro, 2018), relacionado con un campo de tensión desencadenado por el rifting entre la placa india y la placa australiano-antártica (Zeng y otros, 2019; Peng y otros, 2022).

En una fecha similar, hace aprox. 135 Ma, también empezó el proceso de fractura de Gondwana Occidental con la manifestación de la LIP de *Paraná-Etendeka* (cuyos remanentes geológicos se pueden hallar actualmente en dichas regiones de Brasil y Namibia, respectivamente), lo cual acabaría conformando dos nuevos grandes bloques territoriales: Sudamérica al oeste y África al este, mediados por el espacio marino que pronto se convertiría en el océano Atlántico Sur (Torsvik y otros, 2002; Svensen y otros, 2017; Silva Gomes y Vasconcelos, 2021; Encyclopaedia Britannica, 2025). Aunque se ha sugerido que la LIP de Paraná-Etendeka comenzó su actividad mucho tiempo antes (hace aprox. 138 Ma), tuvo su pico de magmatismo hace aprox. 133 Ma y, según las estimaciones, desplazó alrededor de 2,3 Mkm3 de material ígneo

en un área superior a los 1,5 Mkm2 hasta hace aprox. entre 128-126 Ma (Courtillot y Renné, 2003). Por otra parte, la significativa perturbación ambiental provocada por estos movimientos tectónicos-magmáticos (que abarcan la liberación masiva de CO2 en la atmósfera, un rápido incremento de la temperatura media global y el establecimiento de un ciclo hidrológico acelerado) se ha vinculado también con la ocurrencia del *Evento Anóxico Oceánico Valanginiano*, o *Evento Weissert*, registrado hace aprox. 132 Ma, el cual habría ocasionado una importante crisis biótica marina debido al drástico cambio climático (que pudo haber incluido, además, episodios de enfriamiento general a corto plazo con la posible formación transitoria de casquetes de hielo en los polos), aunque vale mencionar que varias investigaciones han puesto en cuestión dicho vínculo (Erba y otros, 2004; Martínez y otros, 2013; Silva Gomes y Vasconcelos, 2021).

De esta manera, hacia mediados del Cretácico Inferior los remanentes del bloque continental Gondwana se habían desintegrado formalmente; en contrapartida, Laurasia conservó su integridad en gran medida pues los territorios de América del Norte y el norte de Europa se mantuvieron conectados durante el Cretácico (el Mar del Labrador, que daría paso al océano Atlántico Norte sólo se abriría parcialmente hacia finales del Cretácico Superior, hace aprox. 95 Ma, por la expansión del lecho marino) (Scotese y otros, 2024) y, aún, extendió su superficie por la colisión de las masas continentales de Europa y de Asia para formar el gran bloque territorial de *Eurasia* durante los inicios del Cretácico (Torsvik y otros, 2002). En consecuencia, el planeta presentaba una nueva configuración atravesada por grandes áreas territoriales disgregadas y extensos océanos emergentes, empero, los desplazamientos tectónicos y magmáticos siguieron adelante el resto del periodo conllevando importantes consecuencias para el clima y la biosfera. En la edad Aptiense (125-113 Ma) entró en actividad la LIP de *Ontong-Java* (ubicada en el suroeste del Pacífico), la meseta oceánica más grande del mundo y, por ello, la mayor de las LIP en orden de magnitud, con un volumen magmático potencial cercano a los 50 Mkm3 (Courtillot y Renné, 2003), aunque los estudios han sugerido que, al momento de su erupción (determinada en dos pulsos principales, uno ocurrido hace aprox. 122 Ma y el otro hace aprox. 90 Ma), este flujo sólo alcanzó los 6 Mkm3 y cubrió un área de unos 2 Mkm2 (Ibíd.). Asimismo, durante esta misma época, la LIP del *Alto Ártico* (HALIP, siglas en inglés de *High Arctic Large Igneous Province*), un conjunto de unidades magmáticas que abarcaban un amplio territorio ártico de Canadá, Groenlandia y Rusia, comenzó uno de sus ciclos de productividad más importantes hace aprox. entre 135-120 Ma, a mediados del Cretácico Inferior (el otro ciclo relevante ocurrió al principio del Cretácico Superior), el cual se ha caracterizado mayoritariamente como un proceso de tipo intrusivo, si bien los registros estiman que también desplazó en su momento de apogeo más de 100.000 km3 de material ígneo (Deegan y otros, 2023). Cada uno de estos episodios volcánicos, por separado, han sido vinculados como factor desencadenante con el *Evento Anóxico Oceánico 1a* (OAE 1a, siglas en inglés de *Oceanic Anoxic Event 1a*), o *Evento Selli*, ocurrido hace aprox. 120 Ma a

principios del Aptiano, un fenómeno de anoxia generalizado que tuvo un impacto significativo en los ecosistemas marinos y terrestres, ocasionando grandes alteraciones en los ciclos de nutrientes, en la productividad primaria y la renovación biológica (Zhang y otros, 2023b). Como se mencionó, varios estudios han sugerido la existencia de una relación causal, individual y separada, entre la HALIP y la LIP de Ontong-Java con el OAE 1a siguiendo las características específicas de cada proceso volcánico; de este modo, se propuso que la HALIP contribuyó al evento anóxico global mediante la emisión de grandes volúmenes de carbono termogénico tras la intrusión de rocas sedimentarias ricas en materia orgánica por umbrales basálticos (Percival y otros, 2024); en cambio, se ha indicado que la LIP de Ontong-Java siguió un proceso mayormente extrusivo, expulsando grandes cantidades de material ígneo y volátiles que provocaron un calentamiento global rápido y extremo, con un incremento la temperatura media de entre 2-6℃, y una elevada concentración de CO2 atmosférico (Zhang y otros, 2023b; Scotese y otros, 2024).

La prolongada y perenne actividad magmática de la LIP de la meseta de Kerguelén a menudo ha sido asociada por numerosos estudios con distintos acontecimientos significativos desarrollados en el Cretácico, tal el caso del *Evento Anóxico Oceánico 1b* (OAE 1b, siglas en inglés de *Oceanic Anoxic Event 1b*), una importante biocrisis ligada con uno de los puntos de recambio biótico más profundos en la historia evolutiva de la biota planctónica, ocurrida hace aprox. 113 Ma, durante la transición de las edades Aptiana y Albiana (Sabatino y otros, 2015). La investigación ha sugerido que un pico de actividad ígnea de la LIP de Kerguelén propició las condiciones ambientales cálidas, en base a una profusa liberación de CO2 en la atmósfera, para el desarrollo de la OAE 1b, aunque todavía existen dudas respecto de esta participación debido a que los registros geológicos obtenidos de dicha época también podrían revelar el desencadenamiento de un episodio de enfriamiento global de corto plazo (con la probable formación de casquetes de hielo en las regiones polares) que iría a contramano de esta teoría (Millán y otros, 2014; Percival y otros, 2024).

El tramo comprendido entre las edades Cenomaniense (100,5-93,9 Ma) y Turoniense (93,9-89,8 Ma) fue un punto crítico en el inicio del Cretácico Superior pues, en su breve duración, confluyeron una serie de acontecimientos trascendentales para el periodo. En principio, según explica la bibliografía en torno a la cuestión, varias LIP se activaron durante el mismo tramo geológico en distintas partes del mundo: a) la HALIP tuvo su segundo pico magmático de importancia hace aprox. entre 100-95 Ma (el primero había sucedido, como expusimos anteriormente, hace aprox. entre 130-120 Ma) y, aunque se ha caracterizado como una formación esencialmente de magmátismo intrusivo, se calcula que desplazó una ingente cantidad de material ígneo y volátiles, principalmente GEI y gases tóxicos (Deegan y otros, 2023; Walker-Trivett y otros, 2024); b) la LIP del *Caribe* (CLIP, siglas en inglés de *Caribbean Large Igneous Province*), que en la actualidad se conserva como fragmentos esparcidos por Ecuador, Colombia, Costa Rica y varias islas del Caribe, entró en erupción hace aprox. entre 91-88 Ma bajo la forma de varios eventos cortos

y discretos que podrían haberse prolongado hasta la edad Maastrichtiense y, de acuerdo con las estimaciones, podría haber expulsado unos 4 Mkm3 de magma (Courtillot y Renné, 2003; Matsumoto y otros, 2023); c) la LIP de la meseta de Ontong-Java tuvo un segundo pico de actividad eruptiva hace aprox. 90 Ma que, según ciertos estudios, pudo haber tenido serias implicaciones ambientales debido a la gran cantidad de efluvios magmáticos dispersados (Percival y otros, 2024; Cui y otros, 2025); d) la LIP de la meseta de Kerguelén tuvo también un pico de expulsión de material ígneo hace aprox. 90 Ma en el marco de su longevo ciclo de actividad, el cual, según algunas investigaciones, pudo haber tenido un impacto ambiental mucho mayor de lo que se había indagado durante el periodo (Courtillot y Renné, 2003; Walker-Trivett y otros, 2024); e) la LIP de *Madagascar* (ubicada en gran parte del territorio de la isla homónima) comenzó su actividad hace aprox. entre 93-90 Ma y, a pesar de que los cálculos están aún poco restringidos, se estima que desplazó más de 1 Mkm3 de elementos ígneos (Percival y otros, 2024); la rápida erupción de basaltos de inundación intraplaca de esta última formación desempeñó un papel fundamental en la separación de los territorios de Madagascar y de la India-Seychelles, puesto que fracturó la placa tectónica que compartían ambos bloques territoriales y propició el inicio de su proceso de disgregación hace aprox. 84 Ma (Svensen y otros, 2017; Koptev y Cloetingh, 2024).

Esta extraordinaria confluencia de actividad tectónica y magmática tuvo serias implicaciones ambientales que abarcan una profunda alteración del ciclo del carbono, un calentamiento global extremo, una notoria subida del nivel del mar y una severa afectación de la biosfera (Torsvik y otros, 2002; Walker-Trivett y otros, 2024; Scott y Lindsey, 2025); y ha sido identificada como probable desencadenante de dos importantes acontecimientos desarrollados en este tramo inicial del Cretácico Superior: por una parte, durante el límite Cenomaniense-Turoniano (94-93 Ma) se desató el denominado *Máximo Térmico Cretácico* (CTM, siglas en inglés de *Cretaceous Thermal Maximum*), un intervalo de "supercalor" caracterizado por una alta concentración de CO2 atmosférico (de hasta varios miles de ppm, según ciertos cálculos), unas temperaturas medias superficiales de aprox. 25-35℃ y de las aguas oceánicas de 20-30℃ (aún en latitudes altas), la ausencia de capas de hielo en los polos y la expansión de la biota más allá de los territorios circumpolares (por ejemplo, había extensos bosques tropicales en la Antártida y se han descubierto restos fósiles de *Champsosaurios* -reptiles de cuerpos fuertes cubiertos de placas dérmicas y largos hocicos con dientes cónicos, similares a los cocodrilos modernos- en el ártico canadiense datados en esta misma época) (Huber y otros, 2018; Cook, 2019; Matsumoto y otros, 2023; Scott y Lindsey, 2025).

A pesar de que unas investigaciones han propuesto que el CTM se habría producido no por motivo de una alta proporción de CO2 en la atmósfera resultante de las elevadas tasas de desgasificación magmática, sobretodo porque las tasas de ciclado de la corteza alcanzaron su punto máximo en el intervalo Aptiano-Albiense (o sea, mucho tiempo antes), sino por el cambio climático provocado por la modificación de la circulación global de las corrientes marinas a raíz de la apertura de una puerta oceánica entre las

cuencas de los océanos Atlántico Norte y Sur (Poulsen y otros, 2003); la mayoría de los estudios siguen apoyando la versión de que la causa principal detrás del surgimiento del CTM remite a un aumento global de la actividad volcánica que abarcó tanto el vulcanismo sub-aéreo (particularmente un incremento de la longitud del arco volcánico[69] continental circumpacífico que aceleró las emisiones de CO2 de las zonas de subducción) como los desplazamientos ígneos provocados por las LIP durante el periodo (especialmente, la CLIP, la HALIP y la LIP de Madagascar) (Huber y otros, 2018; Matsumoto y otros, 2023).

Por otra parte, durante la transición de las edades Cenomaniense-Turoniana, hace aprox. 94-93 Ma, se produjo uno de los episodios de anoxia marina generalizada más pronunciados de la era Mesozoica, el denominado *Evento Anóxico Oceánico 2* (OAE 2, siglas en inglés de *Oceanic Anoxic Event 2*), el cual concurrió en una serie de cambios dramáticos en las cuencas oceánicas, como una rápida acidificación de las aguas, la aceleración de la renovación biológica y numerosas extinciones de especies, así como de la vegetación terrestre (Walker-Trivett y otros, 2024; Cui y otros, 2025). Este evento se desarrolló en el contexto de una importante perturbación ambiental, marcada por temperaturas extremas, una aceleración del ciclo hidrológico, un aumento sostenido de las tasas de meteorización y una considerable alteración del ciclo global del carbono (que incluyó el repentino incremento de la concentración de CO2 en la atmósfera desde 150 ppm a más de 600 ppm durante el periodo), que se ha atribuido a la entrada en erupción de varias LIP casi de manera simultánea, particularmente, las formaciones de basalto de inundación del HALIP, de Madagascar, de la CLIP y de las mesetas de Kerguelén y de Ontong-Java (Courtillot y Renné, 2003; Zhang y otros, 2023b; Percival y otros, 2024). Si bien existe suficiente consenso dentro de la comunidad académica para respaldar el vínculo causal entre la actividad volcánica masiva y el OAE 2, varios estudios han observado la pervivencia de ciertas incógnitas en torno a la solidez del mismo, por ejemplo, aún no se ha podido explicar el papel que desempeñaron las LIP durante el intervalo de enfriamiento generalizado que atravesó el periodo, el denominado *Evento Frío Pleno* (PCE, siglas en inglés de *Plenus Cold Event*) (Cui y otros, 2025); o, en estrecha relación, cómo se explicaría el hecho de que existen evidencias de que la temperatura disminuyó ligeramente hacia el final del Turoniano e inicios del Coniaciano, en un lapso en que supuestamente la actividad volcánica e hidrotermal se estaba intensificando (Matsumoto y otros, 2023).

Vale agregar que, por un lado, muchos informes han indicado que la intensa actividad de las LIP durante el Cenomaniense-Turoniano contribuyó al establecimiento de ambos eventos, el CTM y el OAE 2, casi de modo

[69] Los *arcos volcánicos* se definen como alineamientos de volcanes que ocurren en los límites de placas tectónicas convergentes por causa de la fusión de diversas rocas en profundidad y son responsables de eventos geológicos dramáticos como erupciones volcánicas y grandes terremotos (Medina, 2017).

simultáneo, y que aún subsisten fuertes indicios de que estos últimos mantuvieron una significativa interrelación, si bien hasta el momento la evidencia correspondiente resulta esquiva e insuficiente (Zhang y otros, 2023b; Percival y otros, 2024). Por otro lado, varios estudios han demostrado que durante la edad Turoniana se produjo un pico en las tasas de acumulación de material extraterrestre (fundamentalmente polvo interestelar), el llamado *Evento K3* (los eventos K1 y K2, de menor relevancia, se sucedieron en el Campiano -aprox. 79 Ma- y el Santoniano -aprox. 85 Ma-, respectivamente), que se ha atribuido tentativamente, o bien, al resultado directo de una gran colisión de asteroides en el espacio exterior (probablemente, en la zona del *Cinturón de Asteroides* que se localiza entre Marte y Júpiter) ocurrida durante esta época, o bien, al ingreso de una mayor cantidad de polvo lunar como consecuencia de una probable colisión de gran magnitud contra nuestro satélite natural (Farley y otros, 2012). Este particular incremento de polvo cósmico en la atmósfera ha despertado el interés de varias investigaciones por la posible ingerencia que pudo haber tenido en la perturbación climática que afectó a la edad Turoniana, o por haber colaborado de alguna forma con el desenvolvimiento del CTM o el OAE 2, aunque a la fecha la comprensión completa del Evento K3 y la influencia que pudo haber ejercido en el medio ambiente y el ciclo de los elementos se ha visto obstaculizada por una limitación en la obtención de datos geoquímicos confiables (Matsumoto y otros, 2023).

Luego de transcurrido este intervalo de gran convulsión ambiental, hace aprox. entre 90-85 Ma, a mediados de la edad Santoniana, se renovó la actividad tectónica con el comienzo de la separación entre la Antártida Oriental y Australia pero, a diferencia de otras rupturas continentales más violentas, éste se desarrolló por medio de un proceso de rifting pasivo del margen (Monroe, 2008; Svensen y otros, 2017); de este modo, dio inicio un lento proceso de deriva continental, a una velocidad de 4-4,5 mm/año, que se extendería hasta mediados de la era Cenozoica y culminaría con ambos continentes aislados en el hemisferio sur (Cande y Mutter, 1982; Veevers, 1986).

Finalmente, llegando al término del Cretácico Superior, hace aprox. 66 Ma, la LIP del *Deccan* (India) se activó con gran violencia y la rápida erupción de basaltos de inundación intraplaca, que se estima desplazó más de 2 Mkm3 de material ígneo, fracturó la placa que unía a la India y Seychelles (archipiélago actualmente ubicado en el océano Índico próximo a las costas de África Oriental) y ambos territorios acabaron separándose hace aprox. 63 Ma, a principios de la era Cenozoica (Torsvik y otros, 2002; Courtillot y Renné, 2003; Svensen y otros, 2017; Koptev y Cloething, 2024). La erupción de las *Trampas del Deccan*, tal su denominación, no sólo marcan la ruptura entre estos territorios y el final de la era Mesozoica, sino que también el fenómeno se encuentra en el centro de una gran controversia por su posible contribución al evento de extinción masiva que aconteció durante este mismo tramo geológico, pero sobre esta cuestión nos explayaremos con mayor detalle más adelante en este mismo capítulo.

Llegado este punto, resta mencionar que la reconfiguración de los territorios continentales durante el Cretácico implicó, asimismo, la redistribución de las masas de agua del planeta y, para el final del periodo, esto se tradujo en la apertura completa de las principales cuencas oceánicas intra-pangeanas (o sea, aquellas formadas por la desintegración del supercontinente pangeano circundante), muchas de éstas interconectadas por conexiones fluidas de aguas profundas, a saber: Atlántico Central, Atlántico Sur, Proto-Caribe, Índico Occidental, Índico Surcentral, de Madagascar e Índico Sudoriental (Scotese y otros, 2024); respecto de esta cuestión, la única excepción está representada por la situación del Atlántico Norte, que aún se encuentra atravesada por un acalorado debate dado que unos sectores han señalado que la cuenca oceánica del Atlántico Norte se ha mantenido abierta, incluso con una conexión de aguas profundas, desde el Jurásico tardío y durante todo el Cretácico (Brikiatis, 2016; Nirrengarten y otros, 2017; Biari y otros, 2021), en tanto que otros afirman que apenas se produjo una apertura parcial del Mar del Labrador (actualmente localizado entre Canadá y Groenlandia) durante el Cenomaniense-Turoniano, probablemente hace aprox. 95 Ma (Scotese y otros, 2024).

Tal cual habíamos mencionado, esta larga e ininterrumpida serie de movimientos continentales y actividad magmática a escala global durante prácticamente todo el periodo Cretácico, determinó que se desarrollara, en general, un clima de invernadero sumamente cálido y húmedo, con una elevada concentración de CO2 atmosférico y temperaturas medias anuales y mínimas invernales más cálidas en ambos hemisferios como resultado de una distribución térmica más uniforme, donde la diferencia de temperatura entre los polos y el ecuador era aprox. la mitad de la actual (Torsvik y otros, 2002; Huber y otros, 2018; Tabor y otros, 2019; Koch y Hansen, 2025). De acuerdo con las fuentes especializadas, en el marco de un ciclo hidrológico notoriamente acelerado en varios tramos del periodo, la humedad y las precipitaciones se incrementaron considerablemente y, salvo por los ocasionales intervalos de enfriamiento (que pudieron haber contribuido a la formación de capas de hielo transitorias), no se constituyeron glaciares de importancia ni siquiera en los polos (Price, 1999; Suan y otros, 2010; Cui y otros, 2025; Scott y Lindsey, 2025), empero, otros estudios han sugerido que en el Cretácico Inferior se habría formado un pequeño casquete polar en la Antártida con una superficie de unos 4 Mkm2 (semejante al tamaño de la India) (Scotese y otros, 2024), si bien esta propuesta todavía se encuentra sujeta a revisión. Asimismo, como mencionamos previamente, los cálidos océanos del mundo sufrieron importantes cambios durante el periodo merced a la continúa reconfiguración paleogeográfica, que modificó varias veces el rumbo de la circulación de las corrientes oceánicas globales y aportó a la formación de numerosos cuerpos de agua de grandes dimensiones, y la expansión del lecho marino, que provocó que el nivel del mar durante el Cretácico fuera el más alto registrado en la historia de la Tierra (se estima que, respecto del nivel del mar en la actualidad, los océanos del Cretácico Inferior eran entre 100 y 200 m más altos, y que los del Cretácico Superior eran entre 200 y 250 m más altos) (Scotese y otros,

2024; Koch y Hansen, 2025); como consecuencia de esta subida del nivel del mar, se inundaron extensos espacios terrestres de mediana altura y se formaron grandes mares epicontinentales de baja profundidad, haciendo que las tierras emergentes sólo ocuparan el 18% de la superficie total del planeta mientras el restante 82% se mantenía cubierto por el océano (actualmente el 29% del planeta corresponde a tierras emergentes y el restante 71% esta cubierto por los océanos) (Torsvik y otros, 2002; Enciclopedia Humanidades, 2023).

Durante este espacio de tiempo plagado de cataclismos, un clima hostil y tantos cambios profundos parece difícil que la vida hubiese prosperado pero, de hecho, fue así y mucho más: merced a la conservación de un registro fósil extenso y completo, la ciencia ha podido establecer que en el Cretácico se produjo una de las biotas más diversas del eón Fanerozoico (Khosla y Lucas, 2021; Garay, 2024). En aquel contexto tan desafiante, los dinosaurios continuaron siendo la fauna dominante: en tierra, los saurópodos mantuvieron su supremacía entre los dinosaurios gigantes y dieron paso a una nueva generación de *Titanosaurios* ("reptil titánico" en latín), los animales terrestres más grandes que jamás hayan existido, como los *Argentinosaurus huinculensis* ("reptil de Argentina de Huincul" en latín), que podía medir más de 36 m de longitud y pesar más de 80 tn; los *Patagotitan mayorum* ("titán de la Patagonia de mayo" en latín), que alcanzaba los 37 m de largo y más de 70 tn de peso; y los *Dreadnoughtus schrani* ("no le teme a nada" en latín), que podían superar los 26 m de longitud y las 50 tn de peso (Koch y Hansen, 2025). A pesar de su dominio entre los herbívoros, estos gigantes fueron declinando durante el periodo frente a los ornitisquios más pequeños y numerosos que podían desplazarse en grandes manadas, como los anquilosaurios y, especialmente, los *Hadrosaurios* ("lagarto voluminoso" en latín), de pico de pato, como el *Maiasaura peeblesorum* ("lagarto buena madre" en griego), que alcanzaba los 9 m de longitud y pesaba casi 3 tn; y los ceratópsidos, como los *Triceratops* ("cara con tres cuernos" en griego), que llegaban a los 9 m de largo y las 9 tn de peso; los *Psittacosaurus* ("lagarto pico de loro" en latín), de menos de 2 m de longitud y unos 20 kg de peso; y los *Protoceratops* ("cara con un cuerno" en griego), que podía medir casi 2 m de longitud y pesar hasta 80 kg (Selden y Nudds, 2012). Entre los dinosaurios carnívoros, predominaban los célebres *Tyrannosaurus rex* ("rey lagarto tirano" del griego latinizado), que podían superar los 12 m de longitud y las 9 tn de peso; los *Spinosaurus aegyptiacus* ("lagarto de espinas de Egipto" en griego), fácilmente reconocible por las largas extensiones de las vértebras del lomo, que alcanzaban hasta 18 m de largo y 20 tn de peso; y los *Carnotaurus* ("toro carnívoro" en latín), reputado como el primer carnívoro con cuernos, que podían medir hasta 7 m de largo y más de 2 tn de peso (Enciclopedia Humanidades, 2023). Otras especies antes dominantes como los allosaurios, en cambio, comenzaron a declinar a manos de los dinosaurios más parecidos a las aves por su estructura ósea y ocasional tenencia de plumas, los *Celurosaurios* ("reptiles de cola hueca" en griego), grupo del que formaba parte el Tiranosaurio, pero especialmente ante la competencia de las especies más pequeñas, como los *Ornitomimosaurios*

("lagarto imitador de aves" en latín), semejantes en tamaño y peso a las avestruces modernas aunque con una cola más larga; los *Deinonicosaurios* ("lagarto de garras terribles" en griego), de cuerpos cubiertos con plumas o protoplumas, que podían alcanzar hasta 5 m de largo y 2 m de altura; los *Struthiomimus altus* ("imitador del avestruz" en latín), que podían medir cerca de 4,5 m y pesar alrededor de 150 kg; y los *Velociraptor* ("ladrón veloz" en latín), que alcanzaban casi 2 m de largo, 0,50 m de alto y unos 15 kg de peso (Selden y Nudds, 2012; GM, 2024).

En el aire, los primitivos pterosaurios de cola larga, muy prósperos en el Jurásico, fueron paulatinamente desplazados por sus parientes *Pterodactiloideos* de cola corta, quienes se diversificaron con rapidez y alcanzaron grandes tamaños, como el *Quetzalcoatlus northropi* (nombrado en honor a la deidad mesoamericana *Quetzalcóatl* -"serpiente emplumada" en náhuatl-, más el nombre de su descubridor), cuya envergadura rondaba los 10 m y se considera el animal volador más grande que jamás haya existido (Abel, 2023a; Watts, 2024). No obstante, los pterosaurios ya no reinaban solos en los cielos pues las aves habían evolucionado a partir de los dinosaurios emplumados y durante el Cretácico comenzaron una fuerte expansión desde los entornos lacustres, donde habían proliferado inicialmente, hacia otros hábitats gracias a sus excepcionales facultades adaptativas (Selden y Nudds, 2012); justamente, en este tipo de ambiente lacustre, ubicado en la Antártida, que por entonces disfrutaba de un clima más cálido, fue hallado el fósil del ave moderna más antiguo conocido: el *Vegavis iaai* ("ave de la isla Vega" en latín, y la sigla iaai proviene del acrónimo del *Instituto Antártico Argentino*), una especie perteneciente al orden de los *Anseriformes* (aquellas aves adaptadas a los entornos acuáticos como los patos, los gansos y las ocas) que vivió hace aprox. 69-68 Ma, hacia el final del Cretácico Superior, y que medía unos 50 cm de largo y pesaba alrededor de 1,5 kg, que contaba con un complejo sistema de vocalización (éste probablemente le permitía graznar como los patos actuales) y que se estima que podía nadar bajo el agua impulsada por las patas traseras para poder cazar pequeños peces y otras criaturas acuáticas (CADIC, 2016; Hunt, 2025; Torres y otros, 2025); si bien al principio su hallazgo fue recibido con escepticismo (los fósiles aviares tan antiguos son excepcionalmente raros), en el presente representa un paso fundamental en la comprensión del desarrollo de las aves modernas, especialmente, de su fase temprana que se remonta hasta el cierre del Cretácico Superior, poniendo en cuestión la hipótesis tradicional de que éstas habrían evolucionado después, y quizás como respuesta, del evento de extinción masiva del límite Cretácico-Paleógeno (Hunt, 2025).

En el agua, la producción primaria, principalmente los *foraminíferos* ("portadores de orificios" en latín), unos microorganismos con concha o caparazón de hábitos planctónicos (podían flotar a la deriva en las aguas) o bentónicos (podían habitar el fondo marino), se volvieron muy fructíferos durante el periodo (Badii y otros, 2008). Asimismo, los grandes reptiles depredadores continuaron dominando los mares: los plesiosaurios, los ictiosaurios (que comenzaron a declinar durante el periodo) y los *Mosasaurus*

("lagarto del Mosa" en griego latinizado), que podían medir más de 13 m de largo y pesar más de 10 tn, no tenían oposición; y junto a estos gigantes prosiguieron con su gran expansión los peces teleósteos, los tiburones, las rayas y las tortugas (Selden y Nudds, 2012).

Finalmente, en el reino vegetal, los helechos, los musgos y la gran familia de las plantas gimnospermas (sobre todo, las cícadas y las coníferas) siguieron desplegándose con exuberancia, sin embargo, la mayor revolución evolutiva del Cretácico ocurrió a inicios del periodo, hace por lo menos 130 Ma, con el advenimiento de las plantas angiospermas. Comúnmente conocidas como plantas con flores, las *Angiospermas* ("semilla en contenedor" en griego) son las plantas vasculares espermatofitas cuya semilla se encuentra cubierta por un ovario o carpelo, rasgo definitorio que las diferencia de las gimnospermas, en las que las semillas se desarrollan al descubierto; además, las angiospermas están constituidas por órganos vegetativos bien diferenciados (raíz, tallo, hojas), se presentan en variadas estructuras (arbustivas, herbáceas) y tamaños (algunas especies arbóreas pueden superar los 100 m de altura y otras apenas alcanzan el milímetro de longitud), y disponen de flores muy atractivas de innumerables colores, formas y dimensiones (éstas se componen de sépalos, tépalos, carpelos, y órganos reproductores femeninos -ovario con óvulos localizados dentro del pistilo, el cual completa su estructura con el estilo y el estigma- y masculinos -estambres con granos de polen-); las plantas angiospermas cuentan con una diversidad extraordinaria, suponen el 90% de las plantas terrestres, constan de más de 300.000 especies y están distribuidas por todo el mundo (incluso se han hallado dos especies nativas de la Antártida), ocupando los hábitats más variados, desde desiertos a altas cumbres hasta ecosistemas de agua dulce a estuarios marinos (MNCN, 2017; Fernández, 2021; Radford, 2023). Dentro del reino vegetal, el grupo de las plantas angiospermas se erige como el más exitoso y gran parte de esto se explica por su excepcional capacidad de adaptación a las condiciones ambientales y climáticas más diversas y variables, lo que incluye la implementación oportuna de innovaciones biológicas clave, como la facultad (salvo por unas pocas especies acuáticas) de no requerir de agua para la transferencia de polen, cualidad que las emparenta con las gimnospermas; el desarrollo de hojas más fuertes, de células más eficientes en la conducción del agua, de testas de semillas más duras y resistentes, la adopción del hábito *caducifolio* (la pérdida temporal de hojas que permite la detención del metabolismo durante condiciones ambientales adversas), todas medidas morfológicas cruciales para enfrentar las sequías y el frío; y, quizás la más importante, la incorporación de una peculiar estrategia de interacción con otras especies animales: la *polinización* (Dolph, 2023; Radford, 2023). En un capítulo anterior mencionamos a la herbivoría, un tipo específico de interacción asimétrica entre plantas terrestres e insectos que posibilitó que ambos grupos coevolucionaran durante su aparición temprana en la era Paleozoica; pues bien, las angiospermas consolidaron un novedoso tipo de interacción con otros animales (aves, pequeños mamíferos y, sobre todo, insectos), la polinización, que se volvió una innovación fundamental para maximizar las posibilidades de

reproducción, y para su consecución implementaron una serie de cambios físicos y químicos (la floración con colores, aromas, formas, diseños, texturas, sabores, etc., más llamativos y vistosos) con el fin de atraer a los polinizadores, permitirles el acceso al polen y que éstos, posteriormente, lo transporten hasta los órganos reproductores que se encuentran en otras flores de la misma especie y, así, llevar a cabo el proceso de reproducción vegetal; en compensación por los servicios prestados, los polinizadores se aseguraron una buena ración de alimentos ricos y nutritivos (néctar, polen); la polinización posibilitó que ambos contingentes pudieran coevolucionar en base a un intercambio de tipo mutualista, el cual progresivamente condujo a un alto grado de especialización en determinadas especies de plantas y animales; conviene indicar, asimismo, que las angiospermas, al igual que las gimnospermas, coevolucionaron también con sus depredadores herbívoros, desarrollando distintas transformaciones físicas y químicas (espinas, toxinas, camuflaje, etc.) para disuadir la herbivoría, mientras que aquellos, por su parte, contrarrestaron estas medidas defensivas con la implementación de sus propias contramedidas (antitoxinas, mandíbulas más fuertes, etc.) (Whitney y Glover, 2013; Fernández, 2021; Radford, 2023). Esta serie de adaptaciones posibilitaron a las plantas angiospermas no solamente sobrevivir en un periodo de gran inestabilidad paleoclimática y paleogeográfica, sino también experimentar una diversificación explosiva desde su surgimiento en el Cretácico: la investigación ha determinado que tras sólo 20 Ma de existencia, el nivel de producción de polen de las angiospermas aumentó del 1% al 40% y que esto llevó al establecimiento definitivo de más de 50 de las 500 familias que perviven hasta la actualidad (Enciclopedia Humanidades, 2023; Radford, 2023).

Si bien los modelos basados en comparaciones de los cambios en el ADN de las plantas a lo largo del tiempo y los estudios de biomarcadores geoquímicos han estimado que las angiospermas tuvieron su origen en el periodo Jurásico o incluso antes, el fósil más antiguo conocido de manera inequívoca corresponde a la especie *Montsechia vidalii* (“Montsec”, región de España donde fue hallada, más el nombre de su descubridor en latín), una planta acuática de porte herbáceo que vivió bajo las aguas de los lagos poco profundos hace aprox. 130 Ma, en el Cretácico Inferior; esta especie (de apariencia semejante a las plantas *Cola de Mapache* modernas que se emplean para poblar acuarios y estanques) no tenía raíces, ni pétalos, sus hojas se disponían en espiral o de forma opuesta a lo largo de su eje y presentaba varias flores diminutas, cada una portando una única semilla (Thompson, 2015; MNCN, 2017); cierto resulta que en años recientes se han presentado algunos fósiles supuestamente más antiguos (por ejemplo, la flor *Nanjinganthus dendrostyla* (“flor de Nanjing con estilo parecido a un árbol", interpretación de la combinación de vocablos en griego y latín), que habría vivido hace aprox. 174 Ma, en el Jurásico temprano) pero, a la fecha, estos resultados no han sido ampliamente aceptados por la comunidad paleobotánica (Geggel, 2018; Winship y Li, 2018).

El advenimiento de las plantas angiospermas representa un punto de quiebre en la historia de la Tierra en muchos sentidos, tanto desde una perspectiva estética (las flores han colmado el mundo de belleza, con colores, texturas y

perfumes sublimes) como práctica, pues las gramíneas (trigo, maíz, arroz, avena, etc.), los frutales (manzanos, naranjos, perales, plátanos, etc.), las hortalizas (brócoli, repollo, lechuga, espinacas, etc.), y las legumbres (lentejas, frijoles, garbanzos, etc.), por sólo nombrar una fracción de la inmensa cantidad de plantas comestibles que existen (lo que también incluye a las miles de especies productoras de néctar), forman parte de la gran familia de las plantas angiospermas, lo que las convierte, de manera directa e indirecta (es decir, por el consumo directo de la planta, o de los animales herbívoros que se nutren de éstas), en la principal fuente de alimentos de la biota terrestre (Fernández, 2021; Stevens, 2026).

Por más de 150 Ma los dinosaurios se diversificaron, aún en un medioambiente harto desafiante, en más de 900 especies válidas (vale aclarar que la comunidad científica no incluye en dicha categoría otros cientos de especies descubiertas porque no se basan en restos fósiles bien conservados) y esta cifra oficial continúa aumentando regularmente por los nuevos hallazgos realizados que, en promedio, superan los 50 especímenes por año (Long, 2018); por consiguiente, resulta difícil determinar la cantidad aproximada de dinosaurios que poblaron la Tierra, empero, un peculiar experimento realizado en tiempos recientes logró establecer que probablemente el peso total de los dinosaurios en conjunto superaba con creces al peso total de los mamíferos en conjunto que habitan actualmente la Tierra, aunque, en oposición, el número individual de los dinosaurios resultaba mucho menor que el número individual de mamíferos actuales (Ibíd.). Partiendo de estas consideraciones, podemos darnos una idea del valor que estos seres fabulosos han tenido para la evolución general de la vida en el planeta y de cómo se convirtieron en un eslabón evolutivo clave entre la fauna antigua y la fauna moderna que conocemos en la actualidad (MacPherson, 2009), sin embargo, su largo y fructífero reinado culminó abruptamente hace 65 Ma, poniendo fin a una de las eras más impresionantes de la historia de la Tierra.

El evento de extinción masiva del límite Cretácico-Paleógeno, que además delimita el término de la era Mesozoica y el principio de la era Cenozoica, se erige como el último y más reciente evento, en orden cronológico, del grupo de las B5, y, en cuanto a orden de magnitud, ocupa la cuarta posición por haber causado la extinción de aprox. el 76% del total de especies que habitaban el planeta en aquel entonces (Cabello, 2021; Ritchie, 2022). Asimismo, con el devenir de los años se ha convertido en la biocrisis más estudiada y mejor comprendida por la comunidad científica, y también, vale reconocer, en la más popular dado el impacto que aún produce en la conciencia colectiva. Respecto de las causas que motivaron el evento, éste ha sido reconocido como el único que presenta evidencia convincente y ampliamente aceptada de que fue producto de un fenómeno extraterrestre, esto es, el impacto de un asteroide contra la Tierra (Svensen y otros, 2017; Benton, 2018; Algeo y Shen, 2023; Percival y otros, 2024; Kaiho, 2025). No obstante, en los últimos años el descubrimiento de nueva evidencia ha cuestionado seriamente aquel consenso casi unánime y, desde entonces, se ha desarrollado un fuerte debate dentro de

la comunidad académica entre las posiciones a favor y en contra de la teoría tradicional extraterrestre.

La teoría original fue presentada a comienzos de la década de 1980 por un equipo encabezado por Luis y Walter Álvarez, padre e hijo, respectivamente, el primero ganador del premio Nobel de Física, además. De este modo, siguiendo el aporte original de Álvarez y otros (1980), la teoría sugiere que existen evidencias incontrovertibles en los estratos geológicos de que el evento de extinción masiva del Cretácico-Paleógeno, sucedido hace aprox. 65 Ma, fue provocado por el impacto de un gran asteroide (las estimaciones independientes indicaron posteriormente que este bólido debió tener un diámetro de aprox. 10 km), y que éste inyectó en la atmósfera una cantidad de roca pulverizada equivalente a unas 60 veces su masa; luego, una fracción de este polvo permaneció en la estratosfera durante varios años y se distribuyó por todo el mundo, y este oscurecimiento resultante habría suprimido la fotosíntesis con consecuencias biológicas consistentes con las extinciones observadas durante el periodo en el registro paleontológico. Al principio, esta hipótesis no tuvo una gran repercusión pero tras la confirmación de otros reportes independientes y, sobretodo, del descubrimiento en años posteriores del astroblema que habría dejado el impacto (localizado semisumergido en el mar Caribe, cerca del pequeño pueblo costero de Chicxulub, en la península de Yucatán, México, con un diámetro de aprox. 180 km y una profundidad de aprox. 20 km) (Viñas Rubio, 2012), su aceptación de volvió prácticamente unánime. Posteriormente, otros estudios profundizaron en los detalles de la hipótesis indicando que el poder de la colisión (mayor a la energía liberada por 100 millones de megatones,[70] según los cálculos) habría desencadenado, aparte del oscurecimiento general mencionado en el reporte original, una serie de mecanismos de destrucción masiva interconectados, como el intenso calor radiativo y la devastadora onda expansiva producidos por el impacto de forma inmediata en cientos de km a la redonda, seguidos por inmensos incendios forestales, violentos tsunamis y la rápida acidificación de los océanos en el corto plazo (Bentley y otros, 2024).

Esta hipótesis se ha mantenido hasta nuestros días como la versión dominante sobre la biocrisis del límite Cretácico-Paleógeno, a pesar de que ha tenido que enfrentar severas críticas durante los últimos años; entre éstas, el principal cuestionamiento argumenta que los cálculos efectuados sobre la potencia del impacto y sus consecuencias fueron sobrevalorados al momento de su realización, o bien, se apoyaron sobre bases erróneas, incompletas o no tan confiables, mientras que las estimaciones efectuadas con métodos y técnicas modernos arrojan resultados muy diferentes: así, las simulaciones más recientes, aún partiendo de que el impacto habría liberado una cantidad de

[70] En términos de potencia, un *megatón* equivale a 1.000.000 de toneladas de explosivo trinitrotolueno (TNT).

energía equivalente a más de dos millones de bombas de hidrógeno,[71] demuestran que la colisión no fue tan grave como se habría determinado en un principio y que, por sí sola, no pudo haber causado una extinción masiva de escala global (MacPherson, 2009; Kelly, 2011a; Kelly, 2014). Además, se han detectado inconsistencias entre la datación del impacto y el inicio del evento de extinción que sugieren que el primero ocurrió mucho tiempo antes (entre 100-150 Ka) de que comenzara el segundo y, por tanto, su incidencia habría sido mínima en el desarrollo de la crisis biótica (McPherson, 2009). Por otra parte, se han ofrecido nuevas evidencias que refutan otras teorías vinculadas con el evento de Chicxulub, por caso, una de éstas había propuesto que la violencia del choque contra la corteza terrestre habría desencadenado grandes erupciones antipodales en el extremo opuesto del planeta, pero esta alternativa ha sido descartada por las simulaciones geológicas más modernas (Kelly, 2011a; Scotese y otros, 2024).

Partiendo de estas y otras objeciones, se presentó una hipótesis alternativa que ha ido ganando consenso en los últimos años dentro de la comunidad experta: como habíamos mencionado anteriormente, la LIP del Deccan se activó hace aprox. entre 66-64 Ma y durante su fase principal habría expulsado más de 2 Mkm3 de material ígneo en un área superior a 0,5 Mkm2, dicha actividad no sólo fracturó la placa tectónica que compartían los territorios de la India y de Seychelles (quienes acabaron por distanciarse hace aprox. 63 Ma), sino que también habría causado una fuerte perturbación ambiental dado que las enormes cantidades de CO2 y SO2 resultantes de la desgasificación (los cálculos sugieren que los niveles de SO2 pasaron rápidamente de 750 ppm a 1.800 ppm en este breve periodo), junto con un ingente volumen de polvo y cenizas, se habrían acumulado en la atmósfera, originando un oscurecimiento y enfriamiento generalizado a corto plazo que detuvo los procesos fotosintéticos, para luego dar paso a un calentamiento global a largo plazo (se estima que la temperatura global promedio subió entre 2-3℃) que contribuyó a la acidificación masiva de los océanos, y esta cadena de desastres desarrollados en un breve lapso de tiempo habría sido fatal para la biota marina y terrestre (Courtillot y Renné, 2003; Kelly, 2014; Bentley y otros, 2024; Percival y otros, 2024; Scotese y otros, 2024). De acuerdo con las investigaciones que apoyan esta hipótesis, en el contexto de la intensa y prolongada perturbación ambiental causada por el magmatismo de las Trampas del Deccan, el impacto del asteroide habría tenido consecuencias mínimas sobre la biota, al punto de no ocasionar ninguna extinción significativa (MacPherson, 2009; Kelly, 2011b; Scotese y otros, 2024).

Finalmente, también ha surgido una tercera hipótesis conciliadora que no pretende menoscabar los méritos de las dos explicaciones anteriores, sino que

[71] La *bomba de hidrógeno* (también conocida como bomba H o bomba termonuclear) es un dispositivo explosivo nuclear con un poder de destrucción 1.000 veces mayor que la bomba atómica convencional (como aquellas arrojadas sobre Hiroshima y Nagasaki durante la Segunda Guerra Mundial), y sin límite energético (Freire, 2023).

ha optado por aunar sus virtudes para concluir que no se puede comprender la magnitud del evento de extinción masiva sin tomar en cuenta ambos fenómenos (Comellas, 2011; Kelly, 2014; Cabello, 2021; Khosla y Lucas, 2021; Ritchie, 2022; Bentley y otros, 2024). De este modo, se ha fortalecido la postura que sindica como responsable de la biocrisis del límite Cretácico-Paleógeno a un probable "doble golpe", una combinación mortífera entre la profunda perturbación climática producida por la erupción de la LIP del Deccan (que habría comenzado mucho tiempo antes que el evento extraterrestre y se extendió también mucho tiempo después, sometiendo a una presión insostenible a la biosfera) y el impacto provocado por el asteroide que acabó con las esperanzas de supervivencia de una biota y unos ecosistemas sumamente estresados (Kelly, 2011b).

Amén de la discusión entre las posibles causas, el último gran evento de extinción masiva del eón Fanerozoico marcó el cierre de la era Mesozoica y la desaparición de la mayoría de las especies de dinosaurios no aviares, dejando un impresionante hueco en la historia de la Tierra que aún captura la imaginación de la comunidad científica y el público en general.

2.4.7 El periodo Paleógeno

La era Cenozoica (66 Ma - presente), la era más reciente en la historia geológica de la Tierra, comenzó entre cenizas, oscuridad y muerte tras el evento de extinción masiva del límite Cretácico-Paleógeno, el cual acabó abruptamente con la *Era de los Dinosaurios* luego de alrededor de 150 Ma de reinado, pero lejos de significar esto el fin de la vida, favoreció el inicio de la denominada *Era de los Mamíferos* (MacPherson, 2009; Bentley y otros, 2024; ICOG, 2025). Este trascendental recambio biótico, además, se desarrolló dentro de un nuevo marco paleoclimático pues, si bien la continuidad de la reconfiguración tectónica de los continentes (intensa pero no tan generalizada como en los periodos Jurásico y Cretácico) favoreció en un principio la preservación de las condiciones cálidas de invernadero mediante una distribución apropiada de las masas de tierra y de agua globales y los procesos de meteorización, pronto torció el rumbo de los acontecimientos y, a mediados de la era, propició el ingreso de la Tierra en un clima de casa de hielo, dando inicio a la *Era Glacial Cenozoica Tardía*, un extenso tramo geológico de enfriamiento global con la presencia de enormes casquetes de hielo en ambos polos que persiste hasta nuestros días y no se experimentaba en el planeta desde el Paleozoico tardío, hace más de 200 Ma (Raymo y Ruddiman, 1992; Eyles, 1993; Jurikova y otros, 2025). En el devenir de estas transformaciones, entre la alternancia de periodos gélidos y templados y en un tiempo geológicamente reciente, surgió y se desarrolló la especie humana, y ya nada sería como antes.

El periodo Paleógeno (66-23 Ma) (que, junto con el Neógeno conformaban, en la antigua clasificación de la escala de tiempo geológico -actualmente en desuso- el periodo *Terciario*) ha sido testigo de importantes acontecimientos de la historia del planeta y bien puede representarse como un intervalo de transición entre el clima cálido de invernadero heredado desde la era Mesozoica (un tramo que se prolongó por más de 20 Ma e incluyó dos eventos hipertermales: el *Máximo Térmico del Paleoceno-Eoceno* y el *Óptimo Climático del Eoceno Temprano*) y el clima de casa de hielo que comenzó en el límite entre las épocas Eoceno y Oligoceno con la llegada de la Era Glacial Cenozoica Tardía. Por consiguiente, durante el periodo de condiciones cálidas de invernadero que abarcó las épocas Paleoceno (66-56 Ma) y Eoceno (56-33,9 Ma), la actividad tectónica y magmática continuó en auge, desencadenando varios sucesos relevantes, como: el desmembramiento adicional del bloque continental boreal Laurasia (Groenlandia y Escandinavia se separaron hace aprox. 55 Ma propiciando una conexión más fluida entre los océanos Atlántico Norte y Ártico, mientras que América del Norte siguió alejándose de Eurasia por causa del progresivo ensanchamiento del océano Atlántico) (Jolley y Bell, 2002; Berggren, 2015); la colisión de la placa continental de la India contra la placa de Eurasia (ocurrida hace aprox. 50 Ma, lo que implicó la elevación de la meseta tibetana y el posterior surgimiento de las montañas del Himalaya por el hundimiento de la placa india por debajo de

la euroasiática, un proceso que persiste hasta la actualidad puesto que la masa terrestre india sigue desplazándose hacia el norte con una velocidad de aprox. 5 cm/año, además del cierre parcial de la vía marítima Tetis que comunicaba el Atlántico y el Pacífico en torno al ecuador) (Berggren, 2015; Wei-Haas, 2021; Encyclopaedia Britannica, 2025); la incipiente elevación de las cadenas montañosas de los Alpes y los Cárpatos en el sur de Europa y las montañas del Atlas en el noroeste de África (proceso ocasionado por la colisión entre las placas africana y euroasiática que se extendió hace aprox. entre 37-24 Ma) (Berggren, 2015); y la separación definitiva de Australia y la Antártida (ruptura que comenzó en el Cretácico Superior y culminó hace aprox. 45 Ma con la elevación de Tasmania del Sur que condujo a la formación de un estrecho marítimo profundo entre ambos y, además, determinó que los dos quedaran aislados: Australia entre el Pacífico y el Índico, y la Antártida centrada en el polo sur) (Monroe, 2008; Van Den Ende y otros, 2017).

Esta particular distribución de masas continentales y oceánicas coadyuvó en la preservación de un clima muy cálido y húmedo, con abundantes precipitaciones, una alta concentración de CO2 atmosférico y unas temperaturas medias entre 7-13℃ más cálidas que las actuales, esto es, según ciertos estudios, las más elevadas del eón Fanerozoico desde las registradas en el periodo Cámbrico (Quintero, 2018; Iredale, 2024; Earle, 2025). Asimismo, el clima en general se presentaba más uniforme ya que los gradientes térmicos ecuatoriales-polares alcanzaban menos de la mitad de los parámetros térmicos actuales (Berggren, 2015; Abel, 2023b). De manera análoga, las aguas oceánicas se mantuvieron mayormente cálidas y el nivel del mar siguió siendo significativamente alto como en el Cretácico (USGS, 2016; Iredale, 2024). Bajo estas condiciones climáticas, la biosfera tuvo que recomponerse de la gran biocrisis de finales del Mesozoico.

En efecto, el brutal evento de extinción masiva del límite Cretácico-Paleógeno que acabó con la era de los dinosaurios había dejado a la mayoría de los ecosistemas diezmados porque no sólo implicó la desaparición de aquella fauna espectacular, sino que también devastó una amplia gama de grupos animales: en los continentes, eliminó muchos taxones de insectos, aves, lepidosaurios, reptiles voladores (los Pterosaurios) y metaterios (marsupiales); y en los océanos, acabó con los grandes reptiles marinos (Mosasaurios y Plesiosaurios), ciertas variedades de peces y tiburones, además de invertebrados como los amonites,[72] algunas especies de bivalvos y ostras, y la mayor parte del plancton (Khosla y Lucas, 2021). Sin embargo, también un número considerable de especies pudo sobrevivir a la catástrofe, como los dinosaurios aviares (que evolucionaron en las aves modernas), reptiles escamosos terrestres de tamaño menor (salamandras, serpientes), cocodrilos y

[72] Los *amonites* fueron un grupo de depredadores marinos, con tentáculos parecidos a los calamares actuales, que habitaron los océanos del mundo desde el Devónico hasta el final del Cretácico y, en su época de esplendor, tuvieron un gran éxito evolutivo que los condujo a diversificarse en más de 10.000 especies conocidas (McKeever, 2023).

tortugas, insectos, anfibios, mamíferos placentarios y marsupiales, plantas (particularmente las angiospermas) y buena parte de los pobladores marinos invertebrados (Enciclopedia Humanidades, 2023; Bentley y otros, 2024). De acuerdo con la bibliografía, la tremenda crisis de finales del Cretácico representó para las especies supervivientes una gran oportunidad debido a que pudieron ocupar los nichos dejados vacantes por los dinosaurios y prosperar prácticamente sin competencia durante un largo espacio de tiempo (Selden y Nudds, 2012; Berggren, 2015). De este modo, la biota logró recuperarse rápidamente aunque siguiendo unos parámetros específicos impuestos por las circunstancias ambientales, a saber: no se trató de una recuperación basada en el tamaño de las especies o los individuos (al principio del periodo ningún animal superó las decenas de centímetros de tamaño, y sólo con el paso del tiempo pudieron incrementar sus dimensiones y peso), sino que se fundamentó en una gran diversificación debido a que la fragmentación de las masas terrestres y la presencia de barreras geográficas como mares y cordilleras ocasionaron que las especies evolucionaran de forma distintiva y particular (Prothero, 2021b; Abel, 2023b). Bajo estas condiciones, amparadas por un clima cálido y húmedo, las plantas angiospermas experimentaron una notable radiación y los bosques tropicales y subtropicales, junto con ciertas angiospermas (principalmente las coníferas) y los helechos (que también habían sorteado la extinción), y las gramíneas (un naciente grupo de plantas herbáceas de rápido crecimiento) se extendieron hasta las regiones polares (Keller y otros, 2018; Paselk, 2021a). Por supuesto, junto con la generosa expansión de las plantas con flores, las especies de insectos atravesaron una sustancial recuperación, aunque, entre la fauna terrestre, dos grupos en especial encabezaron la redefinición de la biosfera durante el periodo: las aves y los mamíferos.

Los únicos representantes de la gran familia de los dinosaurios que sobrevivieron a la extinción masiva del límite Cretácico-Paleógeno, las aves, experimentaron una enorme diversificación y multiplicación durante los inicios del Cenozoico, y llegaron a dominar todos los ecosistemas de la Tierra, reinado que se mantiene sin discusión hasta la actualidad; entre la importante variedad de familias, dos grupos en particular se destacaron por encima de los demás: por una parte, las aves marinas se beneficiaron con creces de la desaparición de los océanos de los grandes reptiles depredadores y pronto los *Palmípedos* (aquellas aves que desarrollaron los dedos de las patas traseras unidos entre sí por una membrana para poder nadar con mayor eficiencia) se diversificaron para gobernar los ambientes litorales y las islas; aunque, sí de éxito evolutivo se trata, este tramo geológico fue el momento de esplendor de los pingüinos, las aves que renunciaron a volar para adaptarse completamente a la vida acuática pues, en una época en que las demás especies se tuvieron que conformar con alcanzar tamaños pequeños, éstos lograron dimensiones extraordinarias, por ejemplo, el *Palaeeudyptes klekowskii* ("antiguo buen buceador" más el nombre de su descubridor en griego), también llamado "pingüino coloso", podía medir aprox. 2 m y pesar unos 116 kg, siendo la especie de mayor estatura jamás descubierta, mientras que el *Kumimanu*

fordycei ("pájaro monstruo" en idioma maorí más el nombre de su descubridor) medía hasta 1,6 m y pesaba casi 150 kg (Abel, 2023b; Ashworth, 2023). Por otra parte, también dominaron los hábitats terrestres del periodo los *Fororrácidos*, un variado grupo de aves depredadoras carnívoras armadas con grandes garras y picos voluminosos y afilados que, curiosamente, tampoco podía volar (de manera similar a las actuales avestruces y ñandúes) pero que cazaba a sus presas corriendo a gran velocidad y podía medir entre 1 y 3 m de altura y pesar más de 100 kg, por esto también se las conoce como *Aves del Terror* (Abel, 2023b); los fororrácidos, como el *Titanis walleris* (“titán” más el nombre de su descubridor en griego), que medía 2,5 m de altura y pesaba unos 150 kg, o el *Kelenken guillermoi* (nombre de un ser mitológico tehuelche más el de su descubridor en griego), que tenía más de 2 m de altura, unos 180 kg de peso y podía correr a 70 km/h (GNR Noticias, 2021), vivieron principalmente en Sudamérica, si bien se encontraron también restos fósiles en Norteamérica, África y la Antártida, y se estima que se extinguieron hace apenas unos 17 Ka (Lagos, 2024).

Los mamíferos, asimismo, que se habían visto relegados a roles y nichos secundarios durante el Mesozoico, se adaptaron velozmente a las nuevas condiciones ambientales y dispusieron de una radiación biológica impresionante durante el periodo: los marsupiales se desarrollaron en gran variedad por la ausencia de grandes depredadores, especialmente en los territorios sudamericanos y australianos, mientras que los euterios, herbívoros y carnívoros, evolucionaron con un ritmo aún mayor, llegando a representar en la actualidad más del 95% de los mamíferos conocidos (Berggren, 2015); de esta manera, durante el Paleoceno tardío, los *Ungulados* (aquellos herbívoros cuadrúpedos que se apoyan y caminan con el extremo de los dedos revestidos por pezuñas) proliferaron excepcionalmente en dos grupos principales, los *Perisodáctilos* (dotados con extremidades acabadas en dedos impares, como rinocerontes y caballos) y los *Artiodáctilos* (dotados con extremidades acabadas en dedos pares, como camellos y ciervos), quienes eran básicamente ramoneadores y se alimentaban de los brotes tiernos de árboles y arbustos (Ibíd.); entre los primeros se destacaron, por ejemplo, los *Brontotéridos* ("bestias de trueno" en griego), también conocidos como *Titanotéridos*, una familia de criaturas enormes que presentaban un gran cuerno con forma de "y" al frente del hocico, lo cual les daba un aspecto semejante al de los rinocerontes aunque no había un parentesco directo entre ambas especies; los *Orohippus* ("caballo de montaña" en griego), parientes lejanos de caballos y mulas que tenían un cuerpo delgado, cabezas alargadas y extremidades finas y estilizadas; y los *Calicotéridos* ("bestia de grava" en griego), una familia de corpulentas criaturas emparentadas con los brontotéridos, que contaba con extremidades delanteras largas y las posteriores cortas, ambas gruesas y fuertes pero no desarrolladas para correr, por lo que se estima que sólo podían desplazarse lentamente, según ciertas investigaciones, apoyándose sobre unos nudillos frontales gruesos como lo hacen los gorilas modernos, si bien obviamente no existe un parentesco directo entre ambas especies; por otra parte, entre los artiodáctilos se podían hallar a

los *Homacodontes* (“dientes iguales” en griego), animales pequeños parecidos a los modernos *Chevrotains*, o ciervos-ratón, pero mucho más veloces; los *Dicobúnidos* (“cresta dividida” en griego, por la forma de sus dientes), criaturas también de pequeñas dimensiones, con agilidad y gran velocidad, que tenían largas colas; y los *Helohíidos* (“cerdo de pantano” en griego), una familia de animales de extremidades cortas y gruesas, hocicos cortos y una importante masa corporal, que podían pesar hasta 280 kg, semejantes a los cerdos actuales (Paselk, 2021a). Entre los depredadores carnívoros, hicieron su primera aparición los ancestros de perros, comadrejas, osos y gatos, como, por ejemplo, los *Creodontos* ("dientes carniceros" en griego), una familia de feroces cazadores que llegaron a gobernar el periodo, que incluía a los *Oxiénidos* (“hiena afilada” en griego), animales de tamaño medio con colas largas, mandíbulas fuertes y locomoción *plantígrada* (apoyaban toda la planta del pie al andar), que se estima que podían trepar por los árboles con facilidad, similares en apariencia a las modernas panteras; y los *Hienodontidos* ("dientes de hiena" en griego), animales de dimensiones medianas, con mandíbulas delgadas, colas largas, cuerpos gráciles, locomoción *digitígrada* (apoyaban sólo los dedos al andar, dejando en el aire la articulación del talón) y que probablemente acostumbraban cazar en grupos, con una similitud lejana con las hienas modernas, aunque sin parentesco directo (Cuesta, 1992). Asimismo, los *Quirópteros* ("mano alada" en griego), la única familia de mamíferos de hábitos nocturnos que pueden volar mediante las alas que forman las delgadas membranas que poseen entre los largos dedos de las extremidades superiores, evolucionaron durante el Eoceno con tal éxito que en el presente componen el segundo grupo más diverso de mamíferos con más de 1.400 especies de murciélagos registradas (Rietbergen y otros, 2023); de manera análoga, los *Arqueocetos* ("cetáceos arcaicos" en griego), ancestros de la familia de ballenas y delfines actuales, evolucionaron a partir de antiguos artiodáctilos terrestres durante esta misma época para adaptarse a la vida acuática, transformando progresivamente sus patas en aletas y haciendo sus cuerpos cada vez más estilizados y, en algunos casos como el de las ballenas, voluminosos y pesados (Medrano González, 2013). Quizás, entre este amplio paisaje evolutivo, el hito más trascendente para la clase Mammalia fue la consolidación de los primates, la gran familia de la que forman parte los seres humanos.

Los *Primates* ("primeros" en latín) son un orden de mamíferos placentarios que comparten ancestros y rasgos comunes, constituido por entre 250 y 500 especies (la cantidad varía de acuerdo con los parámetros evolutivos invocados), entre la que se encuentra la especie humana (Rothschuh, 2023; Significados, 2024). Si bien la aplicación de la técnica del reloj molecular arrojó que su origen se remonta hasta el cierre del Cretácico (hace aprox. 85-70 Ma), probablemente a partir de un pequeño mamífero euterio que se adaptó a la vida arborícola en los bosques tropicales (Ibíd.), el registro fósil los ubica en el principio de la era Cenozoica y teniendo una impresionante radiación biológica en un tiempo muy corto (Wilson y otros, 2021). Este éxito evolutivo se debió en gran parte a la adquisición de una serie de características morfológicas

especiales, como: a) la ubicación de los ojos al frente de la cara, lo que les permitió desarrollar una visión a color y estereoscópica (la facultad de fusionar la imagen brindada por cada ojo para componer una sola imagen tridimensional, con una percepción precisa de la profundidad, la distancia y el relieve); b) una alta capacidad cerebral, por contar con cerebros más grandes en comparación con otras especies, lo que facilitó el emprendimiento de actividades y comportamientos complejos, y la adquisición de una alta sociabilidad y capacidad para establecer comunidades complejas con roles determinados; c) el *dimorfismo sexual*, donde los machos son más grandes y dominantes que las hembras, y, en ocasiones, el *dicromatismo sexual*, donde machos y hembras tienen diferentes colores; d) la maduración sexual a edades tardías en comparación con otros animales y una mayor longevidad; e) la posesión de una cola externa larga para mantener el equilibrio al moverse entre los árboles; e) la incorporación de una cintura escapular, ubicada en el torso y formada por la clavícula y la escápula por la espalda; f) el desarrollo de manos y pies prensiles, con dedos largos y móviles, provistos de uñas planas en lugar de garras, y pulgares oponibles, lo que les permitió sujetar y manipular con precisión los objetos, y realizar mejores movimientos para trepar y escalar árboles; g) un patrón dental común, que posibilitó la incorporación de una dieta variada de frutas, hojas, insectos y, en ciertos casos, carne (Rothschuh, 2023; Significados, 2024). En este sentido, los primates se clasifican en dos grupos principales que se organizan en los siguientes órdenes: los *Estrepsirrinos* ("nariz torcida" en griego), que tienen la nariz húmeda y un desarrollado sentido del olfato; y los *Haplorrinos* ("nariz simple" en griego), que tienen la nariz seca y un sentido del olfato no tan desarrollado, por lo que dependen más de la vista y los hábitos diurnos; a su vez, estos últimos se dividen en dos parvordenes: los *Catarrinos* ("nariz hacia abajo" en griego), que poseen las fosas nasales abiertas hacia abajo y separadas por un delgado tabique nasal; y los *Platirrinos* ("nariz plana" en griego), que poseen los orificios nasales orientados hacia los lados; comúnmente, se conoce a los catarrinos como *Monos del Viejo Mundo*, y a los platirrinos como *Monos del Nuevo Mundo* por su distribución paleogeográfica dado que, según la investigación, ambos contingentes experimentaron una divergencia hace aprox. 40 Ma, en el final del Eoceno, cuando algunas especies del Viejo Mundo (principalmente de África) cruzaron el océano Atlántico hacia el Nuevo Mundo (Sudamérica) presumiblemente montadas en objetos que les sirvieron de balsas y emprendieron un camino evolutivo independiente (Ibíd.). El fósil más antiguo conocido del orden primate corresponde al género *Purgatorio* (nombrado en honor al yacimiento de Purgatory Hill, EEUU, donde fue hallado), que vivió hace aprox. 65 Ma, muy poco tiempo después de ocurrido el evento de extinción masiva del límite Cretácico-Paleógeno, y contaba con un pequeño tamaño, una cola larga que le ayudaba al desplazarse por los árboles y una dieta omnívora-frugívora (Wilson y otros, 2021). Otro de los géneros destacados del periodo fueron los *Smilodectes* (“mordedor de puntas” en griego, en referencia a su dentición), unos pequeños animales de pelaje corto y cola larga, que poseían dedos y pulgares prensiles que les permitían saltar ágilmente entre las ramas de los árboles (Paselk, 2021a).

Finalmente, los océanos también recuperaron su vitalidad puesto que, entre los vertebrados, los peces teleósteos prosiguieron con su excepcional radiación (que se mantiene hasta nuestros días) mientras que, entre los invertebrados, se produjo una considerable diversificación de los foraminíferos planctónicos (a pesar de que solamente habían sobrevivido unos pocos linajes desde el Cretácico) y, en menor medida, también del nanoplancton calcáreo y otros microorganismos planctónicos, así como en grupos bentónicos de bivalvos, gasterópodos (la clase más extensa del filo de los moluscos) y equinoideos (una clase del filo de los equinodermos, comúnmente conocidos como *erizos de mar*) (Berggren, 2015; Prothero, 2021b).

Volviendo sobre lo mencionado anteriormente, el Eoceno temprano (aprox. 56-48 Ma) constituyó el periodo más cálido de la era Cenozoica y estuvo atravesado por varios eventos transitorios superpuestos de calentamiento global extremo, matizados por una significativa perturbación del ciclo global del carbono (Westerhold y otros, 2018; Schaefer y otros, 2022; Filippi y otros, 2024; Guo y otros, 2025); entre estos, dos episodios hipertermales se destacaron especialmente, el *Máximo Térmico del Paleoceno-Eoceno* (PETM, siglas en inglés de *Paleocene Eocene Thermal Maximum*) y el *Óptimo Climático del Eoceno Temprano* (EECO, siglas en inglés de *Early Eocene Climatic Optimum*).

El PETM, que aconteció hace aprox. 56-55 Ma, sobresale como uno de los periodos de calentamiento global más rápidos del registro geológico pues las temperaturas mundiales se dispararon raudamente en un lapso de tiempo de apenas unos Ka (entre 5-20 Ka, según las estimaciones) (Röhl y otros, 2007; Rodríguez, 2024; Scott y Lindsey, 2025). De acuerdo con la bibliografía especializada, el evento también tuvo una duración limitada (entre 100-220 Ka) (Keller y otros, 2018; Iredale, 2024) y, en este corto tramo, la temperatura media anual global aumentó aprox. 5-8℃ respecto de l periodo previo, ya de por sí muy cálido (Quintero, 2020; Zhang y otros, 2023b; Scott y Lindsey, 2025), mientras que la temperatura superficial de los océanos se incrementó aprox. 4-5℃ (Schaefer y otros, 2022); así, se esti ma que la temperatura promedio del planeta alcanzó los 34℃ (actualmente dicha temperatura ronda los 16℃) (Scott y Lindsey, 2025). Existe un amplio consenso dentro de la comunidad académica de que una sustantiva alteración del ciclo global del carbono fue la principal responsable del evento (se ha sugerido que la concentración de CO2 atmosférico se duplicó o hasta cuadruplicó durante el episodio) (Ibíd.) pero, en cuanto a las causas que motivaron dicha perturbación, todavía la cuestión se encuentra sumida en un amplio debate; en consecuencia, se han presentado varias hipótesis al respecto que abarcan desde cambios en la órbita terrestre hasta la posible caída de un asteroide o cometa (Röhl y otros, 2007; Quintero, 2018; Scott y Lindsey, 2025), aunque solamente dos explicaciones puntuales, actuando por separado o más probablemente en combinación, se han granjeado los mayores índices de aceptación: por una parte, se estima que se produjo una rápida y significativa inyección de metano en la atmósfera proveniente tanto de fuentes submarinas (la liberación de los hidratos que yacían en el lecho oceánico) como terrestres

(el repentino derretimiento del permafrost o, incluso, un incremento de las emanaciones de los humedales), que coadyuvó a la intensificación extrema del efecto invernadero durante el periodo (Quintero, 2020; Schaefer y otros, 2022; Iredale, 2024; Rodríguez, 2024). Por otra parte, la preponderante actividad volcánica desencadenada durante este tramo geológico ha sido señalada como la máxima causante de la emisión de grandes volúmenes de CO2 que motivaron la perturbación ambiental, particularmente aquella desarrollada por la *Provincia Ígnea del Atlántico Norte* (NAIP, siglas en inglés de *North Atlantic Igneous Province*) en vinculación con los desplazamientos tectónicos acaecidos entre Norteamérica y el norte de Europa, y la expansión del lecho marino del océano Atlántico Norte (Röhl y otros, 2007; Keller y otros, 2018; Zhang y otros, 2023b; Scott y Lindsey, 2025). La NAIP abarcó una extensa zona entre Groenlandia, las islas Feroe y Gran Bretaña (más de 40.000 km2) y estuvo formada tanto por componentes extrusivos generalizados como por un largo conjunto de intrusiones ígneas (Jolley y Bell, 2002); además, los estudios indican que se produjeron dos pulsos principales de vulcanismo basáltico, el primero hace aprox. 61 Ma, que expulsó más de 2 Mkm3 de material ígneo, y el segundo hace aprox. 56 Ma, que liberó un flujo de magma aún mayor (Courtillot y Renné, 2002). En este sentido, varias investigaciones también han tratado de vincular al PETM con la actividad de otras LIP que entraron en acción durante el periodo, específicamente las Trampas del Deccan (aquellas ligadas con el evento de extinción masiva del límite Cretácico-Paleógeno) (Schaefer y otros, 2022) y la LIP de Siletzia (sobre la misma nos referiremos en breve) (Ciborowski y otros, 2020), aunque ambos intentos apenas se mencionan en la bibliografía especializada.

Aún sin alcanzar las proporciones de un evento de extinción masiva, el PETM ha sido vinculado con una importante perturbación de la biosfera debido a que, por un lado, los altos niveles de temperatura y de CO2 atmosférico, sumados a la aceleración del ciclo hidrológico, produjeron condiciones anóxicas y la acidificación de vastas regiones marinas que habrían ocasionado episodios de extinción selectiva que afectaron exclusivamente a las poblaciones foraminíferas bentónicas (se calcula que desapareció entre el 30 y 50% de las especies existentes), en tanto que tuvo mínimas repercusiones entre otros grupos marinos y terrestres (Röhl y otros, 2007; Benton, 2018; Keller y otros, 2018; Rodríguez, 2024); por otro lado, las condiciones de calor extremo habrían causado la migración de especies tanto marinas como terrestres hacia las latitudes polares y, aún, la reducción transitoria del tamaño y abundancia de gran parte de la fauna, que recién pudo recobrarse luego de concluido el evento hipertermal (Zhang y otros, 2023b; Filippi y otros, 2024; Iredale, 2024).

Transcurrido el PETM, se mantuvieron las condiciones de estrés ambiental severo por la sucesión de otros varios eventos hipertermales, más cortos y menos intensos, hasta el inicio del EECO hace aprox. 53-49 Ma, de acuerdo con las fuentes autorizadas, aunque todavía persisten las dudas acerca de la datación del episodio y se han presentado otras fechas posibles de su ocurrencia (Westerhold y otros, 2018; Zhang y otros, 2022; O'Hara, 2022; Schaefer y otros, 2022).

El EECO ha sido definido como un prolongado episodio de efecto invernadero con las temperaturas globales más cálidas de los últimos 85 Ma (Bijl y otros, 2013); a pesar de que no existe un consenso general respecto de la magnitud exacta del calentamiento padecido, se estima que las temperaturas medias anuales globales se incrementaron entre 9-15℃ (Bur ke y otros, 2018; Zhang y otros, 2023a), que las temperaturas superficiales de los mares tropicales alcanzaron los 35℃ (Guo y otros, 2025), y que la c oncentración de CO2 atmosférico superó las 1.000 ppm (Burke y otros, 2018; O'Hara, 2022; Schaefer y otros, 2022).

Al igual que con el PETM, una perturbación generalizada del ciclo global del carbono ha sido indicada como la causa principal del EECO, y se han presentado múltiples alternativas que podrían explicar el origen de dicha perturbación, como la liberación de ingentes cantidades de metano en la atmósfera proveniente de fuentes submarinas (los hidratos que se alojaban en el lecho oceánico) y terrestres (las reservas contenidas en el permafrost) (Guo y otros, 2025), pero la mayoría de las hipótesis apuntan fundamentalmente a la reanudación masiva de la actividad tectónica y magmática en varios puntos del planeta. Por consiguiente, una probable explicación indica que las consecuencias de la erupción de la NAIP se prolongaron hasta este intervalo contribuyendo con la alteración ambiental (Reagan y otros, 2013; Guo y otros, 2025); otra hipótesis argumenta que la liberación masiva de CO2 tuvo su origen en el retroceso y desprendimiento de las losas tectónicas de Asia central y oriental (Ibíd.), junto con la actividad magmática vinculada, particularmente la producida en la *Formación de Linzizong*, ubicada en una extensa área al sur de la meseta tibetana, que se ha manifestado como evidencia directa de la subducción hacia el norte de la litosfera oceánica del Neotetis y la posterior colisión entre las masas continentales de la India y Eurasia (Zhou y otros, 2004; Zhang y otros, 2022); si bien se ha dictaminado que las erupciones de Linzizong comenzaron en el Paleoceno temprano y se extendieron más allá del Eoceno Medio, su pico de actividad ocurrió hace aprox. 52-50 Ma y se estima que el flujo de erupción promedio desplazó más de 3.994 km3/Ma de material ígneo y volátiles (Zhang y otros, 2023a). Una hipótesis alternativa ha sugerido que la erupción a gran escala de basaltos de antearco (es decir, las erupciones ocurridas en la región de *antearco* (aquella ubicada entre una fosa oceánica y el arco volcánico asociado) que típicamente se producen cuando el adelgazamiento de la corteza por causa de la subducción permite el ascenso de magma) en la zona de la fosa de las Marianas, al sureste de Guam, en las profundidades del océano Pacífico, habría contribuido significativamente con la crisis ambiental (Zhang y otros, 2022; Guo y otros, 2025), en tanto que su actividad principal habría comenzado hace aprox. 52-51 Ma, en asociación con el inicio de la subducción en el Pacífico occidental (Reagan y otros, 2013). Por último, también se ha señalado que la *LIP de Siletzia*, ubicada en la costa oeste de América del Norte (en una amplia región entre los actuales estados de Oregón y Washington, y la isla de Vancouver, EEUU y Canadá respectivamente), desempeñó un papel central en el desencadenamiento de la perturbación ambiental (Zhang y otros, 2022; Guo y otros, 2025); de acuerdo

con varios estudios, la actividad ígnea comenzó hace aprox. 56-49 Ma, durante la acreción de la mayor parte de los terrenos que componen la formación a las costas de Norteamérica, aunque los picos principales de erupción se desarrollaron en el Eoceno temprano (53-50 Ma) y habrían desplazado más de 2,6 Mkm3 de material ígneo (Wells y otros, 2014; Ciborowski y otros, 2020).

Durante el desarrollo del EECO también se produjo una importante afectación de la biosfera signada, primordialmente, por una continuidad en la migración hacia las regiones polares de especies tropicales y una notoria rotación de ensamblajes, abundancia y diversidad reducidas (Filippi y otros, 2024), aunque no se registraron episodios de extinción relevantes y, por ende, las distintas formas de vida prosiguieron con su ritmo de diversificación y proliferación.

Habiendo transcurrido el EECO, los eventos de calentamiento continuaron sucediéndose durante el Eoceno Medio pero éstos se presentaron cada vez más aislados, cortos y débiles debido a que, según indica el consenso general, ya se había iniciado un prolongado y progresivo proceso de enfriamiento global que conduciría al establecimiento, hacia el final de la época, de una nueva era glacial en el planeta (Bijl y otros, 2013; Westerhold y otros, 2018; Schaefer y otros, 2022).

2.4.8 El periodo Neógeno

La *Era Glacial Cenozoica Tardía* (LCIA, siglas en inglés de *Late Cenozoic Ice Age*) comenzó en el límite de las épocas Eoceno y Oligoceno, hace aprox. 36-34 Ma, según los distintos estudios (Rampino, 1995; Anguita, 2005; Marshall, 2010; Berggren, 2015; Assine y Warren, 2021; Summerhayes, 2023), marcando el final del clima cálido de invernadero que abarcó completamente la era Mesozoica y el primer tramo de la era Cenozoica, y el inicio del clima de casa de hielo que continúa sin interrupciones significativas hasta nuestros días. Durante lo que llevamos transitado de este extenso periodo de más de 30 Ma, la Tierra ha experimentado un proceso de enfriamiento sostenido (caracterizado por temperaturas medias globales mucho más bajas que en la era anterior y muy escasos tramos transitorios de elevación de dichos niveles térmicos), con la presencia de vastas y gruesas capas de hielo en ambos polos (el austral constituido al principio del periodo y el boreal formado en tiempos relativamente recientes) y en las regiones montañosas continentales, cuya extensión, sobretodo en el hemisferio norte, ha mostrado avances y retrocesos cíclicos hacia las áreas templadas; con una importante regresión de los océanos mundiales; una reorganización general de las corrientes marinas globales y cambios sustanciales en la biosfera y los patrones climáticos.

Aún en la actualidad se mantiene un acalorado debate en torno a las causas que motivaron el desencadenamiento de la LCIA, pero dentro de la comunidad académica prevalecen dos hipótesis principales que pretenden dar esclarecimiento a la cuestión (Bijl y otros, 2013; Goldner y otros, 2015; Griener y otros, 2015). Primeramente, la hipótesis más aceptada ha sugerido que los movimientos de las placas tectónicas en el hemisferio sur propiciaron que, hacia el Eoceno tardío y el Oligoceno temprano, se abrieran las denominadas *Puertas de Ingreso del Océano Austral*, a saber: la *Entrada de Tasmania*, entre la Antártida y Australia, y el *Pasaje de Drake*, entre la Antártida y Sudamérica, y esto conllevó a la formación de la *Corriente Circumpolar Antártica* (CCA), la cual aisló eficazmente el continente antártico con una poderosa corriente giratoria de aguas frías de la influencia de las aguas cálidas provenientes de los océanos Atlántico, Pacífico e Índico, y permitió que se formaran grandes glaciares en torno a las montañas Transantárticas en la región oriental del continente (Kvasov y Verbitsky, 1981; Abel, 2023b; Iredale, 2024; Earle, 2025). Actualmente, la CCA se erige como la corriente oceánica más grande del mundo y desempeña una función clave en la constitución del clima de la Tierra al incidir activamente en la circulación de retorno global, la absorción de CO2 atmosférico y el transporte de calor, humedad y nutrientes entre el océano Austral y las regiones de baja latitud (Evangelinos y otros, 2024); cuando las puertas del océano Austral se encontraban cerradas, o sea, en el periodo en que la Antártida todavía estaba unida a Sudamérica y Australia por el cierre del Pasaje de Drake y la Puerta de Tasmania, respectivamente, las aguas cálidas provenientes de los océanos Atlántico, Pacífico e Índico llegaban hasta las costas de la Antártida manteniendo las temperaturas relativamente elevadas,

sin embargo, la apertura de las puertas del océano Austral permitió que se constituyera la CCA, una extensa corriente de aguas frías que comenzó a girar en torno del continente impidiendo que las aguas cálidas llegaran a las costas, y que, por tanto, las temperaturas descendieran rápidamente debido a su posición paleogeográfica sobre el polo sur, estableciendo las condiciones necesarias para que se formaran gruesas capas de hielo en gran parte del continente.

A pesar de su amplia aceptación, varios cuestionamientos se han alzado en detrimento de la preponderante influencia de la CCA en la conformación de los primeros glaciares en el territorio antártico; dichas inquietudes se agrupan, básicamente, en torno a dos problemáticas: por una parte, varios estudios han sugerido que la presencia de grandes capas de hielo en la Antártida fue una precondición indispensable para que se reorganizara la circulación oceánica en derredor del continente (lo que eventualmente conduciría a la creación de la CCA) y que la apertura de las puertas del océano Austral no tuvo una participación decisiva en dicha reorganización, por tanto, al contrario de lo que propone la hipótesis tradicional, no podría establecerse un vínculo mecanicista directo entre la apertura de las puertas del océano Austral, el aislamiento térmico y la glaciación antártica (Bijl y otros, 2013; Goldner y otros, 2015); en este sentido, las investigaciones han propuesto una explicación alternativa para la formación de los primeros glaciares en la Antártida (que analizaremos en breve) y aducen que estos últimos, durante su rápido crecimiento, coadyuvaron en la reorganización de la circulación oceánica global al fomentar un mayor transporte hacia el norte del agua intermedia antártica y vigorizar la formación de agua de fondo antártica, en tanto que la apertura de las puertas del océano Austral tuvo un impacto mucho menor en la estratificación y circulación térmica oceánica; incluso, se ha sugerido que la circulación de giros del océano Austral fue la que impidió que las corrientes derivadas de baja latitud alcanzaran y calentaran las costas de la Antártida, aún con las puertas de ingreso cerradas (Ibíd.). Por otra parte, algunos estudios se han enfocado en el acalorado debate que subsiste alrededor del amplio rango de iniciación de la CCA, que según varias estimaciones supera los 20 Ma, para sugerir que la sola apertura tectónica profunda de las puertas del océano Austral no fue suficiente para conformar una CCA vigorosa y profunda, sino que esto ocurrió mucho después, en el Mioceno Medio, cuando se produjo una segunda gran expansión de la capa de hielo antártica (tópico que abordaremos más adelante) y entonces se configuró una CCA más fuerte, homogénea y de gran alcance en toda la columna de agua (Lyle y otros, 2007; Evangelinos y otros, 2024); de este modo, se podrían caracterizar dos flujos diferenciados de la CCA, uno inicial vinculado con la apertura de la Puerta de Tasmania y el Pasaje de Drake en la transición Eoceno-Oligoceno, de relativamente poca profundidad y vigor, y otro moderno asociado con el crecimiento de la capa de hielo antártica en el Mioceno Medio, de vigor y alcance más profundo (Ibíd.); de modo patente esta segunda crítica se conecta con la primera en cuanto que ofrecería más evidencia sobre el pobre impacto que habría tenido el flujo de la CCA inicial en la circulación térmica oceánica y, por ende, también en su preponderancia para

establecer las condiciones necesarias para que pudiera producirse la primera glaciación antártica en el Paleógeno tardío (Goldner y otros, 2015).

La segunda hipótesis respecto de las causas que originaron la LCIA argumenta que, a partir del Eoceno temprano, se produjo un significativo aumento de los procesos de meteorización química impulsados, fundamentalmente, por la rápida elevación de la meseta tibetana y las cumbres del Himalaya, junto con una importante reducción de la expansión del lecho marino, y las realimentaciones positivas iniciadas por este evento, lo cual habría provocado una disminución de la concentración de CO2 atmosférico a largo plazo (y, por tanto, del efecto invernadero) que, en el filo de la transición Eoceno-Oligoceno, acabó por establecer las condiciones de enfriamiento necesarias para que se formaran los primeros glaciares en la región oriental de la Antártida (Raymo y Ruddiman, 1992; Eyles, 1993; Quintero, 2018; Jurikova y otros, 2025). De esta manera, sin desconocer la contribución que podría haber tenido la conformación de la CCA en el mismo periodo, esta explicación atribuye un rol preponderante a la reducción progresiva de CO2 en el desencadenamiento de la glaciación antártica. A pesar de que esta hipótesis ha ganado apoyo en los últimos tiempos, no ha quedado exenta de cuestionamientos y varias investigaciones han presentado evidencias de que, durante este tramo geológico, no se produjo un enfriamiento significativo en las regiones sub-ecuatoriales, lo cual resulta incompatible con el supuesto debilitamiento del efecto invernadero a escala global que habría de provocar una disminución a largo plazo de los niveles de CO2 atmosférico (Bijl y otros, 2013); en otras palabras, la observación de que las regiones polares hayan mostrado un pronunciado enfriamiento mientras que las temperaturas en las áreas sub-ecuatoriales se mantuvieron estables durante este periodo de supuesto deterioro global del efecto invernadero, ha llevado a dichos estudios a sugerir que otros factores alternativos, aparte de la sola reducción de CO2, debieron incidir en la conformación de la glaciación antártica en el límite Eoceno-Oligoceno (Ibíd.).

Finalmente, ante las dificultades que presentan ambas teorías para esclarecer satisfactoriamente su participación independiente como principal impulsora de la LCIA, varios sectores de la comunidad científica han optado por la adopción de una explicación que integra ambas hipótesis y, en consecuencia, han propuesto que tanto la reducción a largo plazo de la concentración de CO2 atmosférico como la conformación de la CCA por la apertura tectónica de las puertas del océano Austral (aún sin manifestar el alcance profundo y vigor del flujo moderno) confluyeron para desencadenar la glaciación antártica (Eyles, 1993; Iredale, 2024; Earle, 2025).

Al margen de esta cuestión, de manera semejante a lo ocurrido con otras glaciaciones pasadas, la irrupción de la LCIA ha sido vinculada con el desarrollo de una importante crisis biótica: la denominada *Gran Ruptura de Stehlin* (o *Grande Coupure*, en francés, presentada por el paleontólogo suizo H. Stehlin a comienzos del siglo XX), que remite a un evento de extinción de escala menor ocurrido hace aprox. 33,9 Ma en el límite Eoceno-Oligoceno, que

afectó a gran parte de la fauna de mamíferos que poblaban la región europea (se estima que alrededor del 50% de los géneros de mamíferos desaparecieron en apenas un millón de años a través de un amplio proceso de recambio faunístico entre especies endémicas europeas y especies inmigrantes asiáticas) y fue atribuido, primordialmente, al rápido enfriamiento producido por la abrupta formación de masas de hielo en la Antártida (Costa y otros, 2011; Fattorini, 2021). Asimismo, en paralelo, hace aprox. 33,7 Ma, se desarrolló una importante biocrisis marina en otras regiones (por caso, América del Norte y Asia) que afectó a los principales grupos invertebrados provocando la extinción de hasta el 35% de las especies marinas (en un caso extremo, las estimaciones indican que causó el deceso de más del 90% de las especies de moluscos en la llanura costera del golfo de EEUU) y también fue atribuido al repentino enfriamiento de los océanos ocasionado por la glaciación antártica (Rampino, 1995; Ivany y otros, 2000; Assine y Warren, 2021). Sin embargo, si bien varios reportes han asignado al proceso de enfriamiento climático global promovido por el inicio de la LCIA como el principal responsable de ambos episodios de extinción, otros tantos informes han ofrecido una hipótesis alternativa para explicar dichas biocrisis que remite a un desencadenante extraterrestre.

En efecto, la evidencia geológica indica que durante este periodo se produjeron dos colisiones de gran magnitud de bólidos provenientes del espacio exterior: por un lado, hace aprox. 35 Ma, hacia finales del Eoceno, un asteroide de aprox. 3-5 km de diámetro impactó contra la Bahía de Chesapeake (costa este de los EEUU) dejando un astroblema de unos 85 km de diámetro y 1,3 km de profundidad; dicho impacto se catalogó como el tercero en orden de magnitud sucedido en territorio estadounidense y el sexto más grande a nivel mundial (Rampino, 1995; USGS, 2016); y por otro lado, también hace aprox. 36-35 Ma, un asteroide de aprox. 5-8 km de diámetro se precipitó en la región de Popigai (norte de Siberia, Rusia) originando un cráter de unos 100 km de diámetro; este impacto ha sido clasificado como el cuarto más grande a nivel mundial (Pereyra, 2016; NASA, 2021b). Los paralelismos entre ambos eventos y la excepcional semejanza en las fechas de impacto aún mantiene en vilo a la comunidad científica y se estima que, por separado, tuvieron también consecuencias similares: las colisiones provocaron una enorme devastación en cada región y elevaron hasta las capas más altas de la atmósfera grandes cantidades de polvo y escombros, los cuales causaron, en el corto plazo, un prolongado oscurecimiento que afectó seriamente los procesos fotosintéticos, seguido de un enfriamiento climático generalizado y, en el largo plazo, una probable etapa de calentamiento global a causa de la liberación masiva de CO_2 durante la colisión (Fattorini, 2021). Aunque ambos eventos, actuando de manera independiente, han sido vinculados con la Gran Ruptura de Stehlin y el episodio de extinción marina desarrollado en paralelo pero, al igual que la hipótesis que subraya la responsabilidad en el asunto del proceso de enfriamiento general impulsado por el inicio de la LCIA, aún se encuentran bajo investigación (Ibíd.).

Más allá de la polémica en torno a su posible relación con los episodios de extinción ocurridos durante el periodo, la LCIA tuvo un impacto significativo e inmediato en el clima global y la biosfera: el Oligoceno y el Mioceno Inferior (ya dentro del periodo Neógeno) se caracterizaron por una condición climática dinámica en el marco de una progresiva consolidación del clima de casa de hielo pues, si bien la temperatura media global se mantuvo entre los 18-20℃ (o sea, relativamente cálida pero no tan extrema como en el tramo inicial del Paleógeno), los glaciares antárticos, que al principio se redujeron en parte, luego se mantuvieron estables, aunque con algunas oscilaciones en la longitud de las capas de hielo más pequeñas (Ashworth y Lewis, 2013; Steinthorsdottir y otros, 2020; Assine y Warren, 2021; Iredale, 2024); por consiguiente, la presencia de los mantos helados procuraron una serie de importantes transformaciones en los sistemas físicos terrestres, como una modificación del albedo del planeta (esto propició una retroalimentación positiva que coadyuvo a la preservación de los glaciares australes), una reorganización general de las corrientes oceánicas globales, un considerable descenso del nivel del mar y una afectación del ciclo hidrológico que, en el largo plazo, marcó una disminución de los niveles de humedad y el establecimiento de condiciones progresivamente más secas (Quintero, 2018; Paselk, 2021b; Prothero, 2021b; Abel, 2023b). La principal consecuencia de esta secuencia de prominentes cambios fue, a diferencia de la condición que caracterizó a la era Mesozoica y la parte inicial de la Cenozoica más cálida y uniforme con gradientes térmicos ecuatoriales-polares poco diferenciables (Berggren, 2015), el paulatino establecimiento de un clima global más estacional, con una notoria amplitud térmica, sobre todo, en las regiones tropicales de ambos hemisferios (Abel, 2023b), lo cual introdujo importantes transformaciones en la biosfera.

Esta renovada disposición climática, más diferenciada a lo largo del año y entre las regiones, derivó en una mayor diferenciación entre los biomas y la fauna desde los polos hasta el ecuador; así, los paisajes de bosques tropicales, que otrora se extendían hasta los territorios polares, se trocaron parcialmente dado que, mientras que en los trópicos siguieron proliferando los árboles caducifolios, en las latitudes más elevadas se expandieron notablemente los bosques perennifolios, sobretodo de coníferas (Ibíd.); además de estos cambios cualitativos, se produjo una sustancial merma cuantitativa pues, merced al descenso de los niveles de humedad y temperatura, en muchas regiones los tupidos bosques fueron paulatinamente reemplazados por cada vez más extensas praderas y pastizales cubiertos por una mixtura de pastos y hierbas que utilizaban la vía fotosintética de tipo C3, es decir, aquellas plantas que seguían absorbiendo el CO2 a través de sus estomas abiertos de manera tradicional y pasiva, fundamentalmente, en condiciones de iluminación y temperatura moderadas (Kürschner y otros, 2008; Paselk, 2021a; Belle, 2023). Valga como ejemplo de esta renovación biótica la situación de la Antártida: los microfósiles de plantas revelaron la presencia de biomas de selva tropical en el continente durante el Eoceno temprano y una vegetación abundante y diversa durante el Eoceno tardío gracias a una temperatura media relativamente cálida con inviernos probablemente suaves y sin heladas y precipitaciones que

llegaban a los 1.000 mm/año (Bijl y otros, 2013; Griener y otros, 2015), empero, tras la glaciación de la transición Eoceno-Oligoceno, la vegetación que ocupaba la parte oriental del continente cedió ante la aridez, en tanto que la parte occidental, que padeció un sustantivo proceso de enfriamiento aún sin la presencia de formaciones glaciares, se cubrió con la vegetación propia de un bioma de tundra arbustiva, con una abundancia de ciénagas y lagos (Ashworth y Lewis, 2013).

De forma análoga, la fauna que había proliferado notablemente desde el Eoceno temprano, debió adaptarse repentinamente a las nuevas condiciones, proceso que afectó en especial a los mamíferos, que se habían habituado a un clima cálido y con abundancia de alimentos durante todo el año (Abel, 2023b); en consecuencia, las especies netamente tropicales fueron reemplazadas por otras más resistentes al frío, y los grupos predominantemente arbóreos y ramoneadores, ante la disminución de los bosques tropicales por la expansión de las praderas, fueron sustituidos por especies adaptadas al pastoreo y a correr por los grandes espacios abiertos (Paselk, 2021a; Prothero, 2021b). Asimismo, el descenso del nivel del mar abrió nuevos pasos terrestres entre masas continentales que antes se hallaban separadas por las aguas, tal el caso del *Estrecho de Turgai*, cuyo cierre durante el Oligoceno conectó los territorios de Europa y Asia otrora separados desde el Jurásico, lo cual supuso que muchas especies que habían progresado en ambientes aislados, de pronto se hallaran envueltas en una feroz competencia con otras especies invasoras y, en múltiples casos, no pudieran sobrevivir (Costa y otros, 2011; Abel, 2023b).

Durante el Oligoceno y el Mioceno la fauna prosiguió su evolución hacia las formas modernas y, entre los euterios herbívoros, se destacaron los *Paraceratherium* ("bestia casi cornuda" en griego), los mamíferos terrestres más grandes que jamás hayan existido, con una apariencia similar a los rinocerontes actuales aunque sin la cornamenta y con un largo total de 8 m (4,8 m de altura hasta los hombros parado sobre sus cuatro gruesas patas) y un peso de hasta 15 tn (Carter, 2012); los *Mericoidodon* ("rumiantes con apariencia de diente" en griego), artiodáctilos con una lejana similitud a los cerdos actuales que probablemente vivieron en rebaños y podían medir aprox. 1,4 m de largo y pesar más de 100 kg; y los *Poebrotherium* (“bestia que come hierba” en griego), un pariente ancestral de los camellos, con un cuerpo de baja estatura, extremidades delgadas, y una cola alargada. A su vez, entre los carnívoros, sobresalían los parientes lejanos de perros y gatos, además de los *Hoplophoneus* (“armas asesinas” en griego), depredadores con apariencia de felinos (aunque sin parentesco), de cuerpos alargados y ágiles, con colas largas, garras y prominentes colmillos, que podían pesar hasta 160 kg (Paselk, 2021a). Por su parte, las aves continuaron con su excepcional diversificación y durante el periodo se destacó el *Pelagornis sandersi* (“ave marina” más el nombre de su descubridor en griego), el ave voladora más grande que haya existido, con una envergadura de aprox. 7,4 m con las alas extendidas (más del doble del tamaño de los albatros reales modernos) y un largo pico equipado con pseudo-dientes (De Lázaro, 2014). En cuanto a los ecosistemas oceánicos,

los invertebrados siguieron prosperando y se identificó el surgimiento de los primeros bosques de algas; aparte, los nuevos patrones de circulación oceánica favorecieron la evolución y desarrollo de diversos mamíferos marinos como focas, morsas, leones marinos y ballenas (que ya habían evolucionado en sus variedades principales barbadas y dentadas), muchos de los cuales no han cambiado de apariencia hasta la actualidad; también los peces se adaptaron a las nuevas condiciones ambientales y, entre los depredadores, emergió el *Megalodon* ("grandes dientes" en griego), una especie de tiburón que se alimentaba de peces y ballenas, y que podía medir hasta 24 m de largo y pesar más de 100 tn (Paselk, 2021b). Entre este cúmulo de importantes avances evolutivos de la biosfera, prevalece dentro del campo de la paleontología un pleno consenso en que el Mioceno fue una época crucial que contempló la diversificación temprana y proliferación de los *Hominoides*, la superfamilia de primates que incluye a los seres humanos (Berkovitz y Shellis, 2018; McNulty y Jansma, 2018; FIVEABLE, 2025b).

Siguiendo la aportación de Sherwood y Hof (2007), *Hominoidea* comprende a la superfamilia de primates catarrinos cuyos representantes filogenéticos actuales incluye a dos familias: *Hylobatidae* (gibones y siamangs, simios menores con cuerpos delgados y brazos largos) y *Hominidae* (grandes simios -orangutanes, gorilas, chimpancés y bonobos, también conocidos como chimpancés pigmeos- y humanos). Los hominoides desarrollaron un conjunto de rasgos adaptativos (que continúan presentes en forma derivada en los representantes vivos) como, por un lado, la ausencia de cola externa y modificaciones de la cintura escapular y la muñeca para lograr mayor movilidad y estabilización de la espalda baja, cambios morfológicos estos que posibilitaron explotar los recursos en las pequeñas ramas de los árboles mediante posturas suspensorias para distribuir el peso corporal; esta forma de locomoción habría ayudado a que ciertas especies incrementaran sustantivamente su tamaño corporal. Por otro lado, los hominoides, en contraste con otros primates, se caracterizaron por tener periodos extendidos de crecimiento y desarrollo, y cerebros más grandes en relación con su masa corporal, lo que ha llevado a muchos estudios a proponer que la flexibilidad cognitiva y el aprendizaje fueron aspectos relevantes de su complejo adaptativo y les permitió lidiar con la escasez de recursos y las demás dificultades de su entorno ecológico. De acuerdo con el registro fósil, durante el primer tramo del Mioceno (caracterizado por un clima global cálido y húmedo, que sustentó la propagación de frondosos bosques hasta las latitudes septentrionales) los hominoides experimentaron una sustancial diversificación y se erigieron en los primates antropoides más abundantes de África y Eurasia, ocupando una amplia gama de nichos ecológicos diferentes, pero durante el tramo final del Mioceno y la transición al Plioceno, cuando el clima global cambió hacia condiciones frías y áridas y, consecuentemente, los bosques fueron reemplazados por hábitats en mosaico, las especializaciones arbóreas de los hominoides fueron menos exitosas y aquellos linajes que pudieron adaptarse a las nuevas condiciones paleoclimáticas (como los ancestros de los humanos) acrecentaron sus posibilidades de subsistencia, en tanto que otros linajes que

no supieron evolucionar al ritmo de estos cambios, o bien se extinguieron, o bien llegaron hasta el presente como grupos reducidos y restringidos a áreas limitadas de los bosques tropicales.

El registro fósil de los hominoides revela una gama diversa de radiaciones adaptativas sucesivas durante el Mioceno, siendo uno de los más antiguos y conocidos los fósiles del género *Procónsul* ("anterior a Cónsul" en griego, siendo Cónsul el nombre de una pareja de chimpancés que actuaban en el circo con gran aclamación durante la época del descubrimiento de los restos fosilizados), compuesto por seis especies, que vivieron hace aprox. entre 23-16 Ma (la datación presenta un amplio rango de variación en la bibliografía especializada) y contaban con una combinación de características primitivas y modernas que aún desconciertan a la comunidad científica, como la postura *pronógrada* (la posición corporal que durante la locomoción mantiene el cuerpo horizontal y paralelo al suelo, con el vientre hacia abajo, común en la mayoría de los mamíferos cuadrúpedos) y el desplazamiento habitual por encima de las ramas con ocasional movimiento por el suelo, rasgos que los aproximarían más a las formas primitivas, pero también contaban con extremidades más flexibles, cerebros más grandes y un desarrollo de la dentición más lento, rasgos que los acercarían más a las formas modernas; igualmente, poseían el carácter definitorio de la superfamilia, la ausencia de cola externa, además de un tamaño corporal variado, con especies que podían pesar desde 15 kg hasta 45 kg (Beard y otros, 1993; McNulty y Jansma, 2018; Strauss, 2018; FIVEABLE, 2025b). Otros géneros muy importantes del periodo corresponden a los *Dryopithecus* ("monos de los árboles" en griego) y *Oreopithecus* ("monos de la montaña" en griego), que vivieron durante el Mioceno superior, hace entre 12-7 Ma, y compartían los rasgos definitorios de la superfamilia de los hominoides, como la falta de cola, la dieta herbívora y frugívora, y el desplazamiento por los árboles mediante la *braquiación*, esto es, balanceándose de rama en rama utilizando sólo los brazos (Gutiérrez, 2014; Stewart, 2016; LIFEDER, 2023b; Alba, 2024). La divergencia de los hominoides respecto de las demás familias de primates representó un hito fundamental en la evolución de los antepasados remotos de la especie humana.

Volviendo al SC, la relativa estabilidad paleoclimática de este particular tramo fue interrumpida bruscamente durante el Mioceno Medio por la ocurrencia de un intenso episodio de calentamiento global denominado *Óptimo Climático del Mioceno Medio* (MMCO, siglas en inglés de *Middle Miocene Climatic Optimum*), uno de los intervalos más cálidos experimentados por la Tierra desde el comienzo de la LCIA (Kürschner y otros, 2008; Chorley, 2021).

El MMCO se desarrolló hace aprox. 16,9-14,7 Ma (Methner y otros, 2020; Prothero, 2021a; Goto y otros, 2023; Kasbohm y otros, 2023; Ivany y otros, 2025) y, de acuerdo con la bibliografía especializada, estuvo marcado por un importante aumento de la temperatura y la concentración de CO2 atmosférico: en principio, la temperatura media anual global fue aprox. 5-10℃ más cálida que la actual, mientras que la temperatura de la superficie de los océanos fue aprox. 5-10℃ más cálida en las latitudes altas del hemisferio norte y aprox. 8-

10℃ más cálida en las latitudes altas del hemisferio sur (Steinthorsdottir y otros, 2020; Wei y otros, 2023); entretanto, la concentración de CO2 en la atmósfera rondó de entre las 400 y 600 ppm, hasta más de 800 ppm durante los picos de mayor temperatura (Methner y otros, 2020; Kasbohm y otros, 2023; Ivany y otros, 2025). Respecto de las causas que podrían haber motivado el MMCO, éstas conforman un amplio debate dentro de la comunidad académica y se han presentado varias hipótesis sobre la cuestión, como, por ejemplo, un probable forzamiento climático regido por cambios en la órbita terrestre observable en los avances y retrocesos de los glaciares antárticos durante el periodo (Chorley, 2021), o una contribución fundamental del magmatismo mejorado a gran escala de basaltos intraoceánicos, que aumento notablemente durante esta época (en especial en el océano Pacífico) y podría haber sumado a la ya de por sí creciente concentración de carbono atmosférico una proporción adicional de entre 65 y 140 ppm de CO2 (Goto y otros, 2023; Ivany y otros, 2025); aunque una de las explicaciones más aceptadas atribuye la inusual perturbación ambiental a un repunte de la actividad magmática desarrollada fundamentalmente en el denominado *Grupo Basáltico del Río Columbia* (CRBG, siglas en inglés de *Columbia River Basalt Group*) (Kürschner y otros, 2008; Kasbohm y otros, 2023; Zhang y otros, 2023a).

El CRBG corresponde a un grupo de formaciones magmáticas que se emplazaron en la costa oeste de América del Norte (en el área de los actuales estados de Oregón y Washington, EEUU) y se destacaron por erigirse como la LIP más joven y más pequeña de las que se hayan registrado hasta la fecha (se estima que, por ejemplo, el volumen de material ígneo desplazado por la LIP de Siletzia fue entre 8 y 12 veces mayor que el movilizado por el CRBG) (Wells y otros, 2014); si bien los estudios han sugerido que se mantuvo en acción hace entre 17-6 Ma, su pulso de mayor actividad magmática, en el que expulsó el 95% de su caudal, se desarrolló hace aprox. 16,6-15,3 Ma, en coincidencia con el desenvolvimiento del MMCO, y desplazó aprox. 0,21 Mkm3 de material ígneo y volátiles (Courtillot y Renné, 2003; Kasbohm y otros, 2023). Debido al exiguo impacto del CRBG, tanto por la baja cantidad de magma y volátiles (principalmente CO2) desplazados así como por la limitada extensión temporal de su fase de actividad máxima, todavía persisten las dudas acerca de su contribución real a la significativa perturbación ambiental que caracterizó al periodo (Goto y otros, 2023; Ivany y otros, 2025).

El MMCO marcó una etapa de notorias fluctuaciones climáticas y tuvo amplias repercusiones ambientales, sobre todo en dos aspectos esenciales: por un lado, produjo una gran variabilidad en la extensión de los glaciares antárticos, favoreciendo una sucesión de lapsos tanto de avance de las masas de hielo (aún bajo las condiciones de altas temperaturas que caracterizaron al evento) como de fuertes retrocesos hacia el interior del continente, lo que, a su vez, probablemente, derivó en una modificación sustancial del nivel del mar y la circulación oceánica (Methner y otros, 2020; Bradshaw y otros, 2021; McKay y otros, 2025). Por otro lado, el episodio hipertermal también afectó sensiblemente la biota y los ecosistemas, ocasionando, merced a una sucesión entre tendencias a un aumento de la humedad alternando con mayores

condiciones de aridez, un avance y retroceso, respectivamente, del bosque mixto denso en varias regiones (Griener y otros, 2015; Hui y otros, 2017); asimismo, se ha sugerido que durante esta época presumiblemente también se incrementó la producción primaria terrestre (tendencia que ya había comenzado en el Mioceno temprano) debido a la elevada concentración de CO2 atmosférico y por ello existen evidencias de que se produjo en consonancia un pico máximo de diversidad entre los grandes mamíferos ungulados herbívoros, particularmente en América del Norte, generando una cantidad de especies muy superior a la que puede contarse en cualquier hábitat actual (Kürschner y otros, 2008). Sin embargo, estas tendencias pronto palidecieron ante la brusca irrupción de un renovado evento de enfriamiento global denominado *Transición Climática del Mioceno Medio* (MMCT, siglas en inglés de *Middle Miocene Climatic Transition*).

De acuerdo con la investigación, se considera a la MMCT uno de los eventos de enfriamiento más intensos de la era Cenozoica que, de manera rápida e intempestiva, interrumpió hace aprox. 14 Ma el desarrollo del MMCO para retomar el proceso de enfriamiento global de largo plazo que había comenzado en el límite Eoceno-Oligoceno (Marshall, 2010; Bialik y otros, 2019; Goto y otros, 2023; Evangelinos y otros, 2024); en un tramo relativamente corto, la temperatura media global descendió aprox. 6-7℃ (Hu i y otros, 2017; Leutert y otros, 2020) y la concentración de CO2 atmosférico se redujo drásticamente por debajo de 460 ppm en una primera fase, y en una inmediatamente posterior experimentó una disminución adicional hasta alcanzar unos 280 ppm, para luego mantenerse dentro de este rango (200-300 ppm) en el largo plazo (Kürschner y otros, 2008; Chorley, 2021).

Varias hipótesis se barajan en la comunidad científica para intentar dar cuenta del episodio: la principal explicación apunta, como mencionamos previamente, a una fuerte perturbación del ciclo global del carbono que hizo descender dramáticamente los niveles de CO2 en la atmósfera, aunque todavía no se conocen con exactitud los mecanismos que forzaron dicha transformación (Hamon y otros, 2013; Assine y Warren, 2021; Wen y otros, 2023). De manera similar, se ha sugerido que los cambios en la órbita terrestre (básicamente una modulación de los ciclos de oblicuidad durante el periodo, en coincidencia con una importante transición de la oblicuidad a la excentricidad), en combinación con otros procesos biogeoquímicos, ocasionaron un forzamiento climático que condujo al episodio de enfriamiento generalizado (Holbourn y otros, 2005; Tian y otros, 2013; Leutert y otros, 2020). Asimismo, otra hipótesis estima que unos importantes cambios en la circulación oceánica global propiciaron las condiciones para que se desatara el evento de enfriamiento a través de diversos procesos; particularmente, una reducción del flujo de agua profunda cálida y salina hacia el océano Austral (probablemente vinculado con el cierre de la vía oriental del océano Tetis por causa de la actividad tectónica regional) pudo desempeñar un rol protagónico en el forzamiento ambiental (Kvasov y Verbitsky, 1981; Flower y Kennett, 1994; Hamon y otros, 2013; Leutert y otros, 2020). Finalmente, una de las explicaciones más aceptadas, y que se relaciona estrechamente con la hipótesis principal de alteración del ciclo del carbono, ha

sugerido que la MMCT fue desencadenada por un notable aumento de los procesos de meteorización y captura de CO2 atmosférico como consecuencia de la elevación de la meseta tibetana y de las montañas del Himalaya, dicha actividad orogénica habría debilitado el efecto invernadero y, por ende, alentado el proceso de enfriamiento (Marshall, 2010; Spicer, 2017; Prothero, 2021a; Wen y otros, 2023).

La intromisión de la MMCT tuvo implicaciones muy significativas para el SC y la biosfera que se mantienen hasta nuestros días, comenzando con una pronunciada recuperación y expansión de las capas de hielo de la Antártida oriental (proceso rápido y prolongado que goza de un consenso unánime dentro del campo científico), que provocó una serie de sustanciales cambios en los sistemas biofísicos globales en el corto y largo plazo. Entre estos cambios, se destacan ampliamente: un aumento del albedo terrestre, que coadyuvo a la preservación de los glaciares por un mecanismo de retroalimentación positiva (Earle, 2025); una fluctuación de gran amplitud del nivel del océano global, que conllevó a una caída estimada del nivel del mar de aprox. 60 m en un corto espacio de tiempo (Kvasov y Verbitsky, 1981; Tian y otros, 2013; Australian Museum, 2018); una reorganización de la circulación oceánica global, que contribuyó al paulatino establecimiento del flujo moderno vigoroso, homogéneo y de gran alcance de la CCA (Lyle y otros, 2007; Hamon y otros, 2013; Evangelinos y otros, 2024); un notorio incremento de la estacionalidad, en general, y de los gradientes de temperatura meridionales (Flower y Kennett, 1994; Kürschner y otros, 2008; Herbert y otros, 2016); una importante reducción de las precipitaciones a nivel global, con disminuciones cercanas al 30% en los continentes de latitudes bajas y medias (Australian Museum, 2018; Steinthorsdottir y otros, 2020; Zhang y otros, 2025); la combinación de estos factores, más una amalgama de procesos BGQ, en el marco de una sostenida reducción de la concentración de CO2 atmosférico, confluyeron para que durante el Mioceno tardío, y aún los inicios del Plioceno (5,3-2,58 Ma), se mantuvieran las condiciones climáticas frías (se estima que la temperatura superficial del mar descendió aprox. 6℃, mientras que la temperatura de la superficie terrestre bajó aprox. 7℃) y de sequía, especialmente en amplias regiones continentales de latitudes medias en África, Australia, América del Norte y del Sur (Flower y Kennett, 1994; Hui y otros, 2017; Antarctic Science Platform, 2023; Wen y otros, 2023; Zhang y otros, 2025).

Las tendencias a largo plazo de enfriamiento y sequía, fomentadas en gran medida por la pronunciada expansión de los glaciares antárticos orientales y el persistente bajo nivel de CO2 en la atmósfera, provocaron una transformación general de la biota y los ecosistemas, caracterizada por un importante recambio biótico, una reducción de la diversidad y radiaciones de escala local, regional y global (Tian y otros, 2013; Berggren, 2015; Herbert y otros, 2016; Prothero, 2021a; Goto y otros, 2023). Respecto del continente Antártico, el más afectado por el cambio climático desatado en el periodo, el bioma de tundra arbustiva que se había mantenido desde el Mioceno temprano en las tierras altas, junto con la biota que probablemente sobrevivió en los refugios costeros, y a pesar del repunte experimentado durante el MMCO, finalmente sucumbió al

rápido enfriamiento y aridificación producidos en la MMCT dado que la mayoría de la vegetación terrestre de las regiones elevadas desapareció del continente; sólo una fracción de la biota de la tundra sobrevivió en la península Antártica y las islas adyacentes pero se estima que también se extinguió hace aprox. 12,8 Ma (Ashworth y Lewis, 2013; Griener y otros, 2015; Antarctic Science Platform, 2023). Por otra parte, la tendencia iniciada desde el Mioceno temprano siguió progresando y los densos bosques de clima cálido-templado, que otrora cubrían la mayor parte del planeta, cedieron terreno ante los bosques más abiertos y la estepa forestal, sobre todo en regiones elevadas como el continente asiático (Osborne y Sack, 2012; Hui y otros, 2017; Australian Museum, 2018), no obstante, la figura dominante del periodo fueron los ecosistemas de pastizales, que continuaron expandiéndose por vastas regiones de Asia central, África del Norte, Australia y América del Norte, amparadas presumiblemente en la innovación evolutiva más relevante del periodo: la transición de plantas que utilizaban la vía fotosintética tipo C3 a C4 (Kürschner y otros, 2008; Prothero, 2021a; Wen y otros, 2023; Zhang y otros, 2025).

Como habíamos manifestado con anterioridad, las plantas tipo C3 realizaban los procesos de fotosíntesis de manera tradicional, capturando el CO_2 pasivamente a través de los estomas abiertos en condiciones de iluminación y temperatura moderadas, lo cual las colocaba en una posición de desventaja en climas cálidos y con baja humedad pues, para asegurar la retención de agua, debían cerrar sus estomas y, en consecuencia, se reducía su capacidad de absorción de CO_2 y posibilidades de supervivencia (Belle, 2023); en cambio, las plantas que emplean la vía tipo C4 emprenden un proceso de fotosíntesis mucho más eficiente porque, a partir de una separación entre sistemas orgánicos, pueden seguir realizando dicho proceso aún con los estomas cerrados y con bajas concentraciones intercelulares de CO_2, lo cual a su vez les permite duplicar la eficiencia en el uso del agua en comparación con las especies de tipo C3 y poder sobrevivir en ambientes con temperaturas altas y baja humedad (Leegood, 2013); actualmente, las plantas C4 constituyen aprox. el 50% de las 10.000 especies de gramíneas, se destacan por una elevada productividad (fácilmente observable en los cultivos de maíz, sorgo y caña de azúcar) y sólo las especies que habitan las regiones de sabana (aprox. el 15% de la superficie vegetal de la Tierra) son responsables de más del 20% de la fotosíntesis global (Ibíd.). Si bien se desconoce el origen preciso de las plantas C4, se estima que se desarrollaron durante los últimos 30 Ma (Oligoceno medio), empero, muchas investigaciones argumentan que el bajo nivel de CO_2 atmosférico y las condiciones de persistente sequía que se establecieron luego de la MMCT y se extendieron más allá del Mioceno tardío se convirtieron en la principal presión de selección para las especies C4, a través de sus efectos diferenciales en la eficiencia de la fotosíntesis en contraste con las especies C3 (Osborne y Sack, 2012).

La vertiginosa expansión de los pastizales mejorados en gran parte del planeta durante el Neógeno tardío tuvo dos consecuencias fundamentales: por una parte, implicó una transición en los hábitos alimentarios de los mamíferos

herbívoros terrestres hacia un mayor consumo de especies C4, lo cual se reflejó en el cambio morfológico de dentición que emprendieron muchas especies durante el periodo (principalmente los équidos -caballos, asnos, cebras-, pero también los camélidos -llamas, alpacas, camellos, dromedarios-, rinocerontes y proboscídeos -mamuts, mastodontes, elefantes-), pasando de denticiones de corona corta a denticiones de corona alta, para poder incluir en su dieta alimentos más fibrosos y abrasivos como los pastos y las hierbas leñosas (Kürschner y otros, 2008; Zhang y otros, 2025). Por otra parte, varios estudios han sugerido que el éxito evolutivo de las plantas C4 en pastizales y sabanas provocó una retroalimentación con el SC que aceleró notablemente el enfriamiento de las latitudes altas boreales (se calcula que contribuyó con un descenso de la temperatura media de aprox. 0,37℃) y modeló el ciclo hidrológico continental de las latitudes bajas y medias, ocasionando que las precipitaciones disminuyeran en las latitudes medias de Europa, América del Norte, África del Norte, Australia y el norte de Sudamérica, y que aumentaran en el este de Asia, África del Sur y el noreste de Sudamérica (Ibíd.). De este modo, múltiples trabajos en el campo han observado que el excepcional crecimiento de la vegetación que aprovecha los beneficios de la vía fotosintética tipo C4 contribuyó decididamente a la preservación de las condiciones frías y secas durante el periodo.

Dentro de este panorama, también se ha señalado que, aparte de la influencia de la extensa vegetación y de los crecientes glaciares antárticos, la reconfiguración paleogeográfica experimentada durante este tramo geológico por causa de la actividad tectónica tuvo un rol preponderante en la preservación de las condiciones climáticas a largo plazo (Assine y Warren, 2021; Wen y otros, 2023); como evidencia de ello, además de la constante elevación de la meseta tibetana y las cumbres del Himalaya, las formaciones de los Andes, las montañas Rocosas, los Alpes y las montañas de África Oriental se mantuvieron excepcionalmente activas (Berggren, 2015; Spicer, 2017; Prothero, 2021a; Wei-haas, 2021; Zhang y otros, 2025); asimismo, durante este lapso, comenzaron a formarse los primeros glaciares, de regímenes transitorios, en algunas de las cumbres de estas cadenas montañosas (primero en los Andes patagónicos y más tarde los Alpes) y varias regiones de latitudes altas como Alaska, Groenlandia e Islandia (Ehlers y Gibbard, 2007; Assine y Warren, 2021). Particularmente, el cierre tectónico de la vía marítima de Tetis (que habíamos citado previamente) desempeñó un papel fundamental en el desarrollo del estado paleoclimático durante el periodo.

El océano Tetis, que conectaba las aguas cálidas ecuatoriales de los océanos Atlántico y Pacífico, sufrió grandes modificaciones durante la era Cenozoica, comenzando con una importante oclusión durante el Eoceno medio por la colisión entre las placas continentales de la India y Eurasia; luego, durante el Mioceno temprano (hace aprox. 20 Ma), se dividió en dos tramos, Tetis Occidental y Oriental, por la confluencia de las masas territoriales de África, Arabia y Eurasia, y el intercambio de volumen de agua se redujo en un 90%; y finalmente, en el Mioceno medio (hace aprox. 13,8 Ma), se estima que la vía

marítima se cerró por completo, en coincidencia con la importante caída del nivel del mar ocasionada por el inicio de la glaciación permanente de la Antártida (Berggren, 2015; Bialik y otros, 2019; Paselk, 2021b). Este último acontecimiento condujo a algunos estudios ha sugerir que el cierre de la vía marítima Tetis habría sido la causa principal del inicio de la MMCT y de la posterior expansión de los glaciares antárticos, pero esta alternativa ha sido objetada por la crítica especializada (Hamon y otros, 2013), no obstante, sí existe un amplio consenso en torno a la gran relevancia de dicho acontecimiento pues el corte de la comunicación marítima de aguas cálidas entre el Pacífico y el Atlántico produjo una significativa reorganización de la circulación oceánica global, coadyuvando en el refuerzo de la CCA y de la *Circulación Meridional Atlántica de Retorno* (Ibíd.), y allanando el camino para el desarrollo del mar Arábigo y, probablemente, un fortalecimiento del monzón[73] del sur de Asia (Bialik y otros, 2019). En este sentido, a pesar de que se desvinculó como causa primaria de la MMCT y la expansión de los hielos antárticos, se estima que el cierre de la vía marítima Tetis tuvo una activa participación en la conservación de las condiciones de enfriamiento y de sequía durante el Mioceno tardío al producirse cambios oceánicos que amplificaron la respuesta del clima global y la capa glacial de la Antártida oriental (Hamon y otros, 2013). Posteriormente al cierre, la parte oriental del Tetis derivó en el océano Índico mientras que la occidental se convirtió en el mar Mediterráneo, aunque esta última transformación no estuvo exenta de dificultades porque hacia finales del Mioceno, éste se secó completamente durante la denominada *Crisis Salina del Messiniense*.

En efecto, hace aprox. 6-5 Ma la colisión tectónica entre el norte de África y el sur de Europa cerró el estrecho de Gibraltar y aisló al mar Mediterráneo de su conexión con el océano Atlántico, por lo que aquel, ante la imposibilidad de reponer el agua de mar que había sido bloqueada por parte de los ríos que desembocaban allí, se secó completamente por efecto de la evaporación en unos pocos Ka, dejando al descubierto una vasta capa de sal y yeso de gran espesor (de aquí el nombre con que se conoce al evento) (Govers, 2008; Berggren, 2015; Paselk, 2021b). Durante un largo tiempo la cuenca mediterránea se mantuvo como un desierto de sal que, además, talló profundos cañones debajo de los ríos Nilo y Ródano, más en el límite Mioceno-Plioceno (hace aprox. 5,33 Ma) la crisis salina concluyó con la reapertura del estrecho de Gibraltar y el ingreso masivo de las aguas del océano Atlántico, proceso que en un principio sólo consistió en pequeñas filtraciones que se extendieron durante miles de años pero que abruptamente derivó en una inundación tan rápida y violenta que algunas investigaciones han calculado que el mar Mediterráneo recuperó el 90% de su caudal original en un periodo de entre

[73] El *Monzón* consiste en un sistema de vientos importante que invierte su dirección estacionalmente, como uno que sopla durante aproximadamente seis meses desde el noreste y seis meses desde el suroeste, provocando lluvias intensas. Los monzones más importantes ocurren en el sur de Asia, África, Australia y la costa del Pacífico de Centroamérica (Krishnamurti, 2026).

unos pocos meses y dos años, experimentando tasas de aumento del nivel de las aguas de más de 10 m por día (García-Castellanos y otros, 2009; Prothero, 2021a).

Durante esta misma época, el Plioceno medio, en el continente africano, la diversificación que había comenzado a inicios del Mioceno dentro de la superfamilia de primates Hominoidea, que mencionamos unos párrafos antes, propició el surgimiento de los primeros miembros de la subtribu *Hominina*, los australopitecos, los ancestros directos de la especie humana, un acontecimiento por demás trascendental.

Recapitulando un momento en lo expresado previamente, el Mioceno fue una época crucial que atestiguó una importante diversificación y multiplicación de los hominoides (superfamilia *Hominoidea*), que incluía a dos familias: *Hylobatidae* y *Hominidae*, esta última (los *homínidos*) compuesta por los grandes simios (orangutanes, gorilas, chimpancés y bonobos) y humanos; pues bien, la taxonomía cladística moderna a través de sofisticadas técnicas filogenéticas ha refinado esta clasificación tradicional, por lo que actualmente la familia de los homínidos abarca, a nivel subfamilia, a *Ponginae* (los *ponginos*, que se dividen en tres tribus de las cuales sólo una, *Pongini*, sobrevive en el presente, que incluye al género *Pongo*, representado por tres especies de orangutanes que habitan en Asia y se consideran los homínidos más distantes del ser humano a pesar de que ambos comparten el 97% del ADN) (SINC, 2011) y a *Homininae* (que comprende a gorilas, chimpancés, bonobos y humanos); luego la subfamilia Homininae abarca, a nivel tribu, a *Gorillini* (los *gorilinis*, que se dividen en tres géneros de los que sólo uno, *Gorilla*, sobrevive en el presente a través de dos especies de gorilas que habitan en África y se consideran los segundos homínidos más próximos al ser humano ya que ambos comparten el 98,3% del ADN) (Del Rosso, 2019), *Hominini* (los *homininis*, que comprende a chimpancés, bonobos y humanos) y *Dryopithecini* (una tribu de homínidos extinta); finalmente, la tribu Hominini abarca, a nivel subtribu, a *Panina* (los *panines*, que se dividen en tres géneros de los que sólo uno, *Pan*, sobrevive en el presente a través de dos especies, chimpancés y bonobos, que se consideran los homínidos más cercanos al ser humano dado que estos últimos y los chimpancés comparten un 98,6% del ADN) (Ibíd.) y *Hominina* (los *homininos*, que posiblemente se dividen en cinco géneros -aún existe una gran controversia acerca de esta problemática- de los que sólo uno, *Homo*, sobrevive en el presente representado por una especie, *Homo Sapiens*, mientras que el resto, más de 11 especies conocidas, se han extinguido) (Crónicas de Fauna, 2019; Sánchez Amador, 2020a). Tal cual se observa, el árbol filogenético de los homínidos ha ganado en complejidad y sus raíces, volviendo a nuestro tema central, se hunden en lo profundo del final del Mioceno.

En efecto, durante el cierre del Mioceno y el tramo inicial del Pleistoceno se produjeron una serie de divergencias cruciales entre los homínidos que posibilitaron el advenimiento de los ancestros de la humanidad: en principio, de acuerdo con los resultados de las pruebas de reloj molecular, hace aprox. 9-7

Ma se separaron las tribus Gorillini y Hominini, por lo que sus descendientes, gorilas por un lado y chimpancés, bonobos y humanos por el otro, siguieron caminos evolutivos diferentes (Kunimatsu y otros, 2007; Sánchez Amador, 2020a); en este sentido, se ha sugerido que el fósil del *Nakalipithecus nakayamai* ("simio de Nakali" más uno de los nombres de sus descubridores en griego), un género de primate homínido que vivió en África hace aprox. 9,9-9,8 Ma, en el Mioceno tardío, podría representar uno de los últimos ancestros comunes de ambas tribus ya que mostraba características morfológicas de Gorillini y Hominini (Kunimatsu y otros, 2007). Posteriormente, los estudios de relojes moleculares indicaron que hace aprox. 7-5 Ma se desarrolló otra importante divergencia cuando se separaron las subtribus Panina y Hominina, derivando en que sus descendientes, chimpancés y bonobos por un lado y humanos por el otro, siguieran caminos evolutivos diferentes (Kunimatsu y otros, 2007; Crónicas de Fauna, 2019; Sánchez Amador, 2020a). Al respecto, el registro fósil parece coincidir con la fecha de divergencia propuesta debido a que se han hallado en África los restos de por lo menos cuatro especies que datan de la misma época y podrían considerarse como los últimos antepasados comunes de ambas subtribus: *Sahelanthropus tchadensis* (en Chad), *Ardipithecus kadabba* (en Etiopía), *Ardipithecus ramidus* (en Etiopía) y *Orrorin tugenensis* (en Kenia); de entre estos candidatos, puntualmente el *Ardipithecus ramidus* ("raíz del simio terrestre", interpretación de la combinación de vocablos en idioma afar y griego), que vivió hace aprox. 4,5-4,3 Ma, en el Plioceno temprano, ocupa un lugar clave pues este posible homínido, de 1,2 m de altura, unos 50 kg de peso, con una capacidad craneal de 300-350 cm3, con un complejo canino/premolar reducido, con una dieta herbívora a base de plantas que usaban la vía fotosintética C3, que combinó la trepada *palmígrada* (esto es, apoyando íntegramente la palma de la mano) y la escalada cuidadosa con una forma de movilidad bípeda terrestre más primitiva que la de los homínidos arcaicos, presentaba aparentemente características que comparten las especies actuales de la subtribu Panina, los simios africanos en general y los homínidos posteriores (White y otros, 2009; Wood, 2010; Dorey, 2018a), lo que ha llevado a varios estudios a sugerir que el Ar. ramidus podría ser el origen de los australopitecos (Dorey, 2018a; Crónicas de Fauna, 2019).

Esta serie de divergencias en la familia de los homínidos, a pesar de las muchas incógnitas que siguen aún abiertas por contar con un registro fósil escaso y fragmentado, posibilitó que la subtribu Hominina siguiera un camino evolutivo independiente y desarrollara características morfológicas específicas, tal como lo demuestra el surgimiento en el Plioceno temprano del género *Australopithecus* ("simios del sur" por una combinación de vocablos en latín y griego), conformado por lo menos por 7 especies ya extintas, que se ha granjeado la plena aceptación dentro de la comunidad científica como el antepasado directo del género humano (Kimbel y Villmoare, 2016; Crónicas de Fauna, 2019; Kiss, 2024a). Este grupo de homínidos arcaicos compartía un cúmulo de características básicas: cuerpos ligeros de entre 1,2 y 1,4 m de altura; cerebros pequeños de 450 cm3 en promedio; dimorfismo sexual acentuado aunque con una tendencia a la reducción de diferencias; arcos

superciliares (los salientes óseos que se ubican sobre las cuencas oculares) poco pronunciados; macizo facial con un prognatismo (el grado de prolongación anterior de la mandíbula) reducido; dentición de 32 piezas (muy similar a la de los humanos modernos) con caninos más pequeños que los de los simios y molares grandes para procesar una dieta de plantas duras; y el rasgo definitorio que fundó a la subtribu Hominina, la locomoción bípeda (Wood, 2010; Crónicas de Fauna, 2019; Kiss, 2024a); acerca de esta última, la adopción de una postura erguida completa (ya no como una alternativa esporádica a la braquiación o la postura pronógrada) representó una innovación evolutiva para los homínidos que trajo aparejada una serie de ventajas y desventajas: entre las últimas, se cuentan el aumento de las tensiones esqueléticas (sobretodo en la columna vertebral), la mayor dificultad durante el periodo de parto por los cambios de la pelvis, el retraso en el aprendizaje que implica el caminar de forma bípeda en comparación con la modalidad cuadrúpeda, la imposibilidad de escapar de manera rápida de las situaciones de peligro; mientras que, entre las primeras, se incluyen un importante ahorro energético al tener que movilizar sólo dos extremidades en lugar de cuatro, una mejor termorregulación porque los rayos solares sólo inciden verticalmente sobre la cabeza y los hombros y no sobre la cabeza y el lomo como en los cuadrúpedos, y la liberación de las extremidades superiores para poder manipular alimentos y objetos, lo que eventualmente también conllevó a un mayor desarrollo de la capacidad cognitiva (Crónicas de Fauna, 2019; Sánchez Amador, 2020a; McKie, 2024). Existe un amplio consenso en torno a que el bipedismo constituyó una adaptación fundamental para conseguir una locomoción más eficaz entre fuentes de alimentación ampliamente repartidas tras el cambio de un hábitat boscoso a otro de sabana como consecuencia de la tendencia climática a la sequía que caracterizó al periodo (Harris, 1984; Crónicas de Fauna, 2019; Steffan y otros, 2021; Kiss, 2024a).

El fósil de australopiteco más antiguo conocido corresponde al *Australopithecus anamensis* (Au. "del lago" por su hallazgo cerca del lago Turkana, en Kenia), que vivió hace aprox. 4,2-3,9 Ma, en el Plioceno temprano, mientras que el más reciente remite al *Australopithecus sediba* (Au. "del manantial" en idioma sesotho), que habitó en Sudáfrica hace aprox. 1,95-1,78 Ma, en el Pleistoceno medio, pero indudablemente el título de especie más reconocida dentro de este grupo de homínidos arcaicos pertenece al *Australopithecus afarensis* (nombrado en honor a la tribu Afar de Etiopía) merced a la fama alcanzada por *Lucy*, uno de los especímenes fósiles mejor conservados que se han descubierto hasta el momento, que corresponde a una hembra que vivió hace aprox. 3,2 Ma, de unos 20 años de edad, 1,09 m de altura y unos 27 kg de peso (Dirks y otros, 2010; Wood, 2010; Crónicas de Fauna, 2019; Kiss, 2024a). La hipótesis más aceptada en la actualidad sugiere que, en un entorno atravesado por un creciente cambio ambiental y climático, el Au. afarensis, que sería descendiente del Au. anamensis, fue la especie, entre todas las que componen el género Australopithecus, que le dio origen al género Homo del cual formamos parte los humanos modernos (abordaremos este tema con

mayor minuciosidad en un próximo capítulo), y por ello a Lucy también se la conoce como la "madre de la humanidad" (Dirks y otros, 2010; Haile-Selassie, 2010; Crónicas de Fauna, 2019; McKie, 2024). En consecuencia, los australopitecos representan un eslabón evolutivo clave en la cadena que conduce al advenimiento de los humanos modernos.

Durante el tránsito del Mioceno al Plioceno, como acabamos de mencionar, aumentó la variabilidad climática y la última época del periodo Neógeno se caracterizó por un rápido calentamiento global, puntualmente, durante el desarrollo del denominado *Periodo Cálido Piacenciano Medio* (MPWP, siglas en inglés de *Middle Piacenza Warm Period*). Este episodio hipertermal, acaecido hace aprox. 3,3-3 Ma, atestiguo un aumento tanto de las temperaturas superficiales medias anuales, que subieron 1,8-3,6℃ respecto de la época preindustrial (mediados del siglo XIX), como de la concentración de CO2 atmosférico, que alcanzó valores promedio de aprox. 400 ppm (Burke y otros, 2018; Quintero, 2018; Steinthorsdottir y otros, 2020; Wen y otros, 2023); además, se estima que el nivel del mar fue aprox. 20 m más alto que en la actualidad, en gran parte por motivo de la presencia de capas de hielo más pequeñas en Groenlandia y la Antártida (De La Vega y otros, 2020), y que el calentamiento superficial fue especialmente heterogéneo pues se registraron condiciones más cálidas en las regiones polares que en las latitudes más bajas, y también un calentamiento más pronunciado en tierra que en el océano (Zhang y otros, 2024). Entre las principales consecuencias del evento se destaca que los bosques templados se desplazaron hacia el norte y reemplazaron a la tundra en muchas regiones (O'Hara, 2022). En cuanto a las causas que originaron el MPWP, se han presentado múltiples explicaciones que, a menudo, involucran varios factores fuertemente ligados, donde ocupa una posición preferencial la repentina perturbación del ciclo global del carbono, en vista del aumento de la concentración de este elemento en la atmósfera tras un largo periodo caracterizado por valores relativos bajos, pero también se ha destacado la afectación profunda de la circulación global oceánica y atmosférica, acompañada por retroalimentaciones positivas en otros sistemas biofísicos relacionados (Raymo y otros, 1996; De La Vega y otros, 2020; Steinthorsdottir y otros, 2020; Zhang y otros, 2024). La distribución tierra-mar y la concentración de CO2 atmosférico con valores muy similares a los actuales, han hecho que este periodo se convierta en un objeto de estudio central para un gran sector de la comunidad científica que, a la postre, espera obtener información valiosa que pueda servir de guía para anticipar cómo podría desarrollarse en el futuro nuestro clima contemporáneo (Ibíd.).

También durante este mismo tramo geológico sucedió un acontecimiento trascendental que tuvo severas implicaciones para el SC y la biosfera: hace aprox. 3 Ma, impulsada por la actividad relacionada con la subducción con dirección Este bajo la placa tectónica del Caribe, se cerró el istmo de Panamá, produciendo, al mismo tiempo, la unión terrestre de los continentes de América del Norte y Sudamérica, y la separación de las aguas del océano Atlántico y del Pacífico (Anguita, 2005; Bartoli y otros, 2005; Iredale, 2024). Desde la perspectiva de la biosfera, el establecimiento del puente terrestre panameño

tuvo consecuencias significativas e inusitadas al dar comienzo al denominado *Gran Intercambio Biótico Americano* (GABI, siglas en inglés de *Great American Biotic Interchange*), un proceso de migración de la fauna terrestre en ambos sentidos que puso fin al aislamiento de Sudamérica, pues desde el norte llegaron, por ejemplo, camellos, osos, perros y gatos, mientras que en Norteamérica ingresaron, por ejemplo, perezosos gigantes, armadillos y marsupiales (Paselk, 2021b); si bien se han recolectado evidencias que probarían que el intercambio ya había empezado mucho tiempo antes por medios distintos (Marshall y otros, 1979; Woodburne, 2010), la apertura del puente permanente trajo serias consecuencias en la evolución de la fauna americana, siendo una de las principales, aparte de la radiación diferenciada de la biota marina en los ecosistemas acuáticos que se establecieron de manera independiente en el océano Pacífico y en el mar Caribe, la extinción de muchas especies autóctonas sudamericanas por el predominio de las especies invasoras norteamericanas (Paselk, 2021b; Prothero, 2021a).

Sin embargo, más allá del impacto regional que pudo haber tenido el GABI en el dominio biótico, el cierre del istmo de Panamá también tuvo una participación fundamental en el proceso de enfriamiento global que se desató en el inicio del Pleistoceno con la llegada de la Glaciación Cuaternaria.

2.4.9 El periodo Cuaternario

El periodo *Cuaternario* (2,58 Ma - presente) se erige como la unidad geológica más reciente y exigua de la historia de la Tierra (abarca tan sólo el 0,046% de los 4.600 Ma de evolución del planeta) (Jordá Pardo, 2020), y se distingue por dos características primordiales: por una parte, se trata del periodo de refuerzo de la tendencia de enfriamiento global que había comenzado al término del Eoceno temprano (se estima que, en general, la temperatura media global fue entre 4-10℃ más baja que la actual), caracterizado por el establecimiento de extensas masas de hielo en la región polar boreal, aunque esto no implicó una condición estable o uniforme, sino que durante el periodo se han sucedido numerosas variaciones climáticas, con una alternancia relativamente regular entre épocas *glaciales* frías y secas acompañadas por una importante expansión de los mantos de hielo, y épocas *interglaciales* cálidas y húmedas secundadas por la notoria contracción de los mantos de hielo, que en cada transición han provocado prominentes cambios en los sistemas biofísicos y procesos BGQ planetarios; y por otra parte, el periodo ha sido testigo de la excepcional evolución y expansión de la especie humana por toda la Tierra, desde su humilde inicio en el epílogo del Neógeno, y por ello se suele considerar coloquialmente este tramo histórico como la *Era de los Humanos* (Nat Geo, 2021).

El Cuaternario comenzó con un significativo proceso de expansión de las capas de hielo de la región polar del hemisferio norte, haciendo eje en los glaciares de Groenlandia, que ya se habían establecido durante el Plioceno, a los que convencionalmente se acepta como el factor clave que controla el escenario glacial cuaternario (Bartoli y otros, 2005). Respecto de las causas que impulsaron esta dinámica, la hipótesis con mayor aceptación aduce que, retomando lo que habíamos mencionado con antelación, el cierre definitivo del istmo de Panamá en el Plioceno tardío, que puso fin al tránsito de las aguas tropicales del océano Pacífico hacia el Atlántico, provocó que el flujo de agua cálida y salina que otrora circulaba por el ecuador se reencauzara hacia las latitudes altas del norte; este cambio de dirección aumento la producción de aguas profundas del Atlántico Norte y condujo a una mayor evaporación, lo que suministró una mayor humedad a las latitudes altas y, a su vez, impulsó la acumulación de capas de hielo en el hemisferio norte (Anguita, 2005; Bartoli y otros, 2005; Quintero, 2018; Iredale, 2024). Este proceso se habría desarrollado en un marco global de bajas concentraciones de CO2 atmosférico (durante el Pleistoceno medio y tardío los valores se estimaron entre los 200 y 300 ppm) (De La Vega y otros, 2020) y por ello muchos estudios han sugerido que esta alteración del ciclo global del carbono, matizada por un incremento de la meteorización y erosión de las formaciones orogénicas recientes (como el Himalaya), fue la causa predominante de la glaciación ártica (Marshall, 2010; Quintero, 2018; Summerhayes, 2023). Asimismo, una explicación alternativa ha propuesto que un importante aumento de la descarga de agua dulce en el océano Ártico por intermedio de los ríos siberianos produjo un incremento de la

formación de hielo marino, lo que incurrió, a su vez, en un mejoramiento del albedo y una consecuente retroalimentación positiva que fortaleció el enfriamiento del polo norte, pero esta teoría al momento adolece de los registros paleoclimáticos pertinentes (Björck y otros, 1996; Bartoli y otros, 2005). Otra hipótesis, además, destaca el rol fundamental que ocupa la paleogeografía en el desencadenamiento de la glaciación y explica que las reorganizaciones de placas tectónicas se han identificado como controles de primer orden; particularmente, para el hemisferio norte, la deformación ascendente de las vastas mesetas marginales pasivas alrededor del Atlántico Norte, fracturado durante el periodo, podría haber amplificado los cambios climáticos globales y sentado las bases para el crecimiento de los mantos de hielo continentales del Pleistoceno temprano (Eyles, 1993; Assine y Warren, 2021).

La glaciación Cuaternaria, a pesar de contar con la presencia permanente de glaciares en Groenlandia, se destaca como un intervalo de gran variabilidad climática, con importantes fluctuaciones de la temperatura media global (se calcula que la temperatura en el Pleistoceno varió en un rango de aprox. 8℃), del nivel del mar (habría descendido hasta 125 m durante el *Último Máximo Glacial* -LGM, siglas en inglés de *Last Glacial Maximum*-, hace aprox. 20 Ka), del ciclo del carbono (con valores de concentración del CO2 atmosférico que habrían variado en el rango de las 200-300 ppm), de las corrientes marinas, de la circulación atmosférica, del ciclo hidrológico y del volumen de las masas de hielo, especialmente (aunque no exclusivamente pues los glaciares antárticos también padecieron severas fluctuaciones) en el hemisferio norte, que en su punto máximo podría haber alcanzado un volumen comparable al de la actual capa de hielo antártica (De La Vega y otros, 2020; Nat Geo, 2021; Iredale, 2024; Earle, 2025). Como reflejo fehaciente de esta serie de significativos cambios se manifiesta la sucesiva alternancia entre períodos *glaciales*, a saber: los episodios climáticos fríos y secos durante los cuales los glaciares experimentan un gran desarrollo, alcanzan su máximo y comienzan a retroceder; y periodos *interglaciales*, esto es, los episodios climáticos cálidos y húmedos entre dos glaciaciones en los cuales las condiciones no son óptimas para el desarrollo de los glaciares y, por tanto, éstos retroceden hasta alcanzar su mínima extensión (Jordá Pardo, 2020). Asimismo, en el marco de un periodo glacial o interglacial (siendo, además, los primeros más prolongados y paulatinos que los segundos, por lo general, más exiguos y repentinos), se pueden desarrollar episodios climáticos denominados *estadiales* que se caracterizan por una tendencia al enfriamiento, o bien, en contraposición, *interestadiales* que presentan una tendencia al calentamiento, ambos de corta duración y magnitud variable (Ibíd.). De acuerdo con la investigación, se han detectado por lo menos 20 ciclos glaciales/interglaciales durante el Pleistoceno (University of Arizona, 2015a) coincidentes con los ciclos de forzamiento climático astronómico propuestos por la teoría de Milankovitch; de este modo, se ha determinado que, entre el límite Plioceno-Pleistoceno y el Pleistoceno Inferior (2,7-0,9 Ma), los periodos glaciales seguían ciclos de 41 Ka de amplitud y también de 22 Ka, coincidentes con los ciclos de menor insolación recibida en

el hemisferio norte relacionados con los de variación de la precesión y oscilación del eje terrestre, por tanto este menor ingreso de radiación solar habría permitido el desarrollo de las grandes plataformas de hielo boreales; por otra parte, a partir del Pleistoceno Inferior y hasta el Medio (1,5-0,6 Ma), los periodos glaciales comenzaron a evidenciar una amplitud cada vez mayor en coincidencia con la amplitud de los ciclos de variación de la excentricidad de la órbita terrestre, lo que, del Pleistoceno Medio en adelante, los estableció entre los 80 Ka y 120 Ka; posteriormente, desde el Pleistoceno Inferior (0,9 Ma), se han reconocido hasta 9 periodos glaciales de una duración de 100 Ka como resultado de la variación de la excentricidad de la órbita terrestre, superpuesta con los ciclos de 41 Ka y 22 Ka de la precesión y la oblicuidad, respectivamente (Jordá Pardo, 2020; Iredale, 2024; Earle, 2025; Gornitz, 2025). Tomando como base esta cronología, y el hecho de que, por un lado, los ciclos de glaciación no se distribuyeron de manera uniforme en el mundo, por lo que se desarrollaron muchas glaciaciones superpuestas por cuanto que podía el hielo avanzar en un continente mientras retrocedía en otro, o viceversa, o bien mantenerse en una región en tanto que se desplazaba en otras, ya sea en expansión o contracción (Marshall, 2010); y por otro lado, que a partir de esta distribución no uniforme las distintas glaciaciones reciben una denominación basada en topónimos locales dependiendo de la zona geográfica de procedencia, se han agrupado los ciclos de enfriamiento reconocidos durante el Cuaternario en un máximo de 6 grandes periodos glaciales, con nombres acordes con cada región involucrada (lo que incluye al continente europeo central, América del Norte, el norte de Europa y, aún, el continente africano), aunque, por obvias razones, se destacan las establecidas para el ámbito europeo y norteamericano. En consecuencia, la cronología tradicional de la región europea, elaborada sobre parámetros climáticos de principios del siglo XX, definió 4 grandes periodos glaciales en los que los glaciares alpinos experimentaron importantes avances hacia cotas más bajas, estos son (ordenados de los más antiguos a los más modernos y llevando el nombre de conocidos ríos alpinos): *Günz*, *Mindel*, *Riss* y *Würm*; a la vez, se determinaron los períodos interglaciales cálidos en los que se detectó momentos de retroceso de los frentes de los glaciares: *Cromer* o *Complejo de Cromeriene* (entre los periodos Günz y Mindel), *Holstein* o *Holsteiniense* (entre los periodos Mindel y Riss) y *Eem* o *Eemiense* (entre los periodos Riss y Würm); posteriormente, el hallazgo de nueva evidencia llevó a que se agregaran dos periodos glaciales previos al Günz, denominados *Donau* y *Biber*, por lo que la cronología glacial actual del Cuaternario se compone en el ámbito europeo central de 6 grandes periodos glaciales (Comellas, 2011; Jordá Pardo, 2020). Por su parte, para América del Norte, se han detectado 4 grandes periodos glaciales, éstos son (ordenados del más antiguo al más reciente, y bautizados con nombres de estados de los EEUU): *Nebraska*, *Kansas*, *Illinois* y *Wisconsin*, los cuales, a su vez, se encuentran separados por 3 periodos interglaciales denominados: *Afton* (entre los periodos Nebraska y Kansas), *Yarmouth* (entre los periodos Kansas e Illinois) y *Sangamon* (entre los periodos Illinois y Wisconsin) (Ibíd.). Cabe mencionar, asimismo, que estas clasificaciones abarcan también los episodios estadiales e interestadiales, como bien se

ejemplifica en la serie de estos episodios sucedidos hacia el final del último periodo glacial, el Würm, puesto que cuando comenzó el proceso de fusión de los hielos hace 20-18 Ka, se presentaron una larga y rápida sucesión de pulsaciones frías y cálidas que se prolongaron hasta hace 12 Ka, entre las que sobresalieron (en orden cronológico del más antiguo al más reciente) el estadial frío *Dryas Antiguo* (*Older Dryas*, en inglés), los interestadiales templados *Bølling* y *Allerød*, y el estadial frío *Dryas Reciente* (*Younger Dryas*, en inglés), que marcó el cierre del Pleistoceno para dar inicio al periodo interglacial Holoceno que continúa hasta el presente (Björck y otros, 1996; Rasmussen y otros, 2006; Marshall, 2010).

Por otra parte, a pesar de que el hemisferio norte fue el escenario principal de la glaciación Cuaternaria, en el hemisferio sur también se experimentaron las repercusiones del proceso de enfriamiento global que atravesó el periodo; así, puntualmente, varias investigaciones han sugerido que las grandes masas de hielo del continente antártico han avanzado y retrocedido en consonancia con los ciclos de forzamiento climático astronómico y que, por lo menos durante los últimos 400 Ka, los ciclos de oblicuidad de 41 Ka de duración han regido estas fluctuaciones al propiciar que la insolación de alta latitud modulara la absorción de calor del océano Austral (Ohneiser y otros, 2023; Bordajandi, 2024). Esta configuración ha afectado principalmente a la capa de hielo de la Antártida occidental, que desde su primera formación, ocurrida en el Oligoceno tardío, se ha mostrado mucho más susceptible a las influencias externas y los cambios climáticos que su contraparte oriental (Ibíd.), y por tanto, durante el Pleistoceno tardío, ha experimentado sucesivas expansiones y contracciones durante las cuales, de manera rápida y dramática, o bien ha avanzado hasta muy cerca de los límites de la plataforma continental, o bien ha retrocedido hasta quedar sólo como pequeños casquetes polares aislados en las islas adyacentes, o bien se ha conservado en una extensión intermedia como la que ostenta en la actualidad (Pollard y DeConto, 2009).

Si bien, como habíamos expresado, existe un amplio consenso en torno a la influencia de los ciclos de forzamiento climático astronómico de Milankovitch en la determinación de la sucesión entre períodos glaciales e interglaciales, muchas investigaciones han cuestionado que su sola injerencia no resulta suficiente para justificar los enormes cambios climáticos que impulsaron la transición entre los distintos periodos (por caso, se ha estimado que solamente podría atribuirse al forzamiento orbital un aporte de 0,5℃ a la diferencia media de 4℃ en la temperatura global), además de que no podría explicar con consistencia las variaciones ocurridas en períodos relativamente cortos (de menos de 20 Ka) ni el largo periodo transcurrido sin que se presentase una glaciación que aconteció antes del último millón de años (Marshall, 2010; Comellas, 2011; Viñas Rubio, 2012; University of Arizona, 2015b). Esta crítica, lejos de apuntar directamente contra la incidencia del forzamiento orbital (cuya validez ha sido refrendada fehacientemente), propone que éste ha sido acompañado por mecanismos amplificadores que han proporcionado las retroalimentaciones positivas suficientes para que se produjeran los grandes cambios climáticos que han conllevado al pasaje entre períodos glaciales e

interglaciales. Entre los principales mecanismos amplificadores se destacan las retroalimentaciones producidas por el albedo del hielo y la nieve, la alteración del ciclo del carbono y su repercusión en el efecto invernadero natural, y la afectación de la circulación oceánica.

Tal cual mencionamos en varias oportunidades, la alta reflectividad del hielo y la nieve representan un potente mecanismo de enfriamiento, sobre todo, en las regiones polares, por lo que se ha considerado que el albedo terrestre ha fungido como una importante fuente de retroalimentación positiva del forzamiento climático propiciado por las variaciones del ciclo orbital de la Tierra (Bartoli y otros, 2005; University of Arizona, 2015b; Gornitz, 2025). Asimismo, la ingente capacidad de las aguas oceánicas de transferir el calor entre distintas regiones se ha apuntado como un probable mecanismo de retroalimentación positiva del forzamiento astronómico, particularmente debido a las inversiones episódicas que ha experimentado la circulación oceánica profunda al transferir el calor alternativamente entre los hemisferios norte y sur (Eyles, 1993; Anguita, 2005; Comellas, 2011; Gornitz, 2025). En estrecha relación con esta última, se ha sugerido que el acople entre las variaciones de la concentración de CO2 en la atmósfera (y probablemente metano) y las fluctuaciones de la circulación oceánica podrían haber actuado en consonancia con el forzamiento orbital a través de distintos medios: por una parte, los cambios en la estratificación al sur del *Frente Polar Antártico* podrían haber influido en la ventilación de agua profunda circumpolar rica en CO2, o bien, la alteración de la medida en que las aguas profundas del componente sur llenan el Atlántico Norte podrían haber aumentado el almacenamiento de carbono en el fondo oceánico; y por otra parte, se podría haber afectado el funcionamiento de la *Bomba Biológica*, esto es: el proceso que comprende la conversión fotosintética del CO2 disuelto en materia orgánica en la superficie marina, su sedimentación en la columna de agua y posterior descomposición en profundidad que domina la distribución del carbono en los océanos del mundo; el régimen de la Bomba Biológica podría haberse afectado para incrementar su eficiencia, por ejemplo, por una mayor fertilización de los océanos, ya sea por el polvo rico en hierro arrastrado hacia las aguas desde las zonas que se volvieron más áridas en el periodo por los fuertes vientos resultantes del mayor gradiente de temperatura entre los polos y el ecuador, ya sea por los nutrientes de los vastos márgenes de los continentes que, tras el descenso y ascenso del nivel del mar durante la expansión y contracción de las masas de hielo respectivamente, quedaron expuestos y podrían haber sido arrastrados por los ríos hasta el océano; esta masiva fertilización de los océanos habría multiplicado la productividad primaria (incluyendo especialmente el crecimiento de los arrecifes de coral en las plataformas continentales de las latitudes medias) y afectado severamente la concentración de CO2 atmosférico (University of Arizona, 2015b; De La Vega y otros, 2020; Gornitz, 2025).

Más allá del debate aún abierto acerca de las posibles hipótesis explicativas de la larga sucesión entre períodos glaciales e interglaciales, las consecuencias de esta alternancia tuvieron un extraordinario impacto tanto en los sistemas físicos y procesos BGQ, como en la biosfera de la Tierra, durante el

Pleistoceno y aún una gran parte de lo que llevamos transitado del Holoceno. Así, en principio, la notable variabilidad climática del Cuaternario, inmejorablemente representada por el avance y retroceso de los muros de hielo (que podían alcanzar casi 4 km de altura en ocasiones) (Paselk, 2021b) hasta las latitudes templadas demoliendo literalmente todo a su paso y posterior retirada, sumió a los procesos morfogenéticos de los grandes dominios climáticos del planeta (glaciar y periglaciar en la zona fría; templado húmedo y continental seco en la zona templada; árido y semiárido en la zona xérica -seca-; de selva y de sabana en la zona tropical húmeda) en una variabilidad semejante, lo que condujo a una sucesión temporal de paisajes radicalmente diferentes entre sí, es decir, durante un periodo dominaron unos procesos morfoclimáticos sobre otros pero luego éstos se trocaron enteramente con la llegada de otro periodo distinto (por ejemplo, en los intervalos glaciales fríos y secos, el clima continental seco predominó sobre el clima templado húmedo en la zona templada, pero, con el ingreso a un intervalo interglacial cálido y húmedo, esta relación se invirtió y el clima templado húmedo marcó su supremacía sobre el clima continental seco) (Jordá Pardo, 2020). Esta rotación, en ciertos casos extrema, marcó profundamente el desarrollo del relieve y los paisajes pues, como se mencionó, cada dominio climático conlleva el ejercicio de procesos físicos específicos (siguiendo el ejemplo previo, el clima templado húmedo que atrae mayores precipitaciones favorece la propagación de una abundante cubierta vegetal, mientras que la condición continental seca, que convoca precipitaciones escasas, propicia la proliferación de una vegetación de estepa más resistente) (Ibíd.). De manera análoga, las fluctuaciones del nivel del mar en consonancia con la mayor o menor acumulación de hielo, modificaron sustancialmente las zonas costeras y litorales, dejando al descubierto grandes áreas de terreno durante la regresión producida en los periodos glaciales, que fungieron de conexión entre regiones otrora aisladas entre sí (aunque al mismo tiempo podían dividir canales de comunicación marítima ya establecidos), y cubriéndolas de nuevo con aguas por la transgresión provocada por la fusión de los hielos durante los períodos interglaciales, lo que volvía a separar aquellas extensiones terrestres antes conectadas y a unir las vías marítimas que habían sido bloqueadas (University of Arizona, 2015a; Nat Geo, 2021).

La variabilidad climática afectó sensiblemente a la biosfera, provocando una seguidilla de transformaciones estructurales extendidas en el tiempo y la paleogeografía, como la fragmentación y pérdida de ecosistemas; la perturbación de la dinámica poblacional en vastas regiones; la extinción y el recambio continuo de innumerables especies y comunidades; la afectación de los procesos de diversificación y de especiación; el favorecimiento de constantes corrientes de migración y/o invasión hacia hábitats que se habían desarrollado en aislamiento; entre otros. Respecto de la vegetación, la gran mayoría de las especies que evolucionaron en periodos anteriores, como las coníferas, los musgos y las angiospermas, se mantuvieron sin mayores cambios hasta el presente (Polly y otros, 1994); la novedad del Cuaternario radicó en el desplazamiento de los distintos biomas (tundra; taiga o bosque

boreal de coníferas y abedules; bosque caducifolio templado; bosque mediterráneo; estepa; sabana; selva tropical; entre otros) en función de los cambios de las condiciones climáticas, expresada fundamentalmente en la contracción y expansión de los glaciares boreales; así, por ejemplo, el continente europeo durante los últimos 25 Ka experimentó un predominio sucesivo de las especies de bosque abierto y estepa-tundra, luego de la estepa seca, más tarde del bosque abierto templado, después un retorno a la estepa-tundra, posteriormente una mixtura entre bosque templado y bosque boreal cerrado, y en la actualidad una prevalencia del bosque templado en congruencia con el estado interglacial en curso (Jordá Pardo, 2020). En el mismo sentido, la investigación ha presentado evidencias de que el norte del continente asiático, particularmente la vasta región siberiana, mantuvo durante el Pleistoceno tardío una vegetación más abierta compuesta por un mosaico de estepa-tundra y algunos taxones leñosos, luego en el Holoceno, tras el final del periodo glacial, se convirtió en un bosque boreal más cerrado (tipo taiga), y en las condiciones interglaciales actuales, por lo general más frías y húmedas, presenta un tipo de bioma moderno más repartido y con vegetación más abierta (Courtin y otros, 2021).

Dentro del dominio animal, la biota marina debió padecer las importantes fluctuaciones del nivel del mar derivada de la expansión y contracción de las masas de hielo durante los periodos glaciales e interglaciales, respectivamente, que en su punto máximo podría haber implicado un descenso de hasta 130 m respecto del nivel actual, aunque varios estudios han estimado que los mínimos del mar se extendieron durante intervalos relativamente cortos (por ejemplo, aprox. un 6% del tiempo durante los últimos 250 Ka) y que, en promedio, el nivel del mar se mantuvo en valores intermedios (en torno a los 40 m) respecto del nivel actual durante la mayor parte del Pleistoceno (Ludt y Rocha, 2014). A pesar de ello, la mayoría de los ecosistemas sufrieron un gran impacto: por caso, se ha sugerido que durante el LGM el área de los hábitats costeros se redujo en aprox. un 90% en las latitudes tropicales de los océanos Pacífico e Índico, más del 92% en el Golfo de México y el Mar Caribe, más del 75% en el archipiélago de Hawai y aprox. el 92% en las islas del Pacífico Sur (Bellwood y Wainwright, 2002). Esta afectación, en combinación con otros factores provocados por la variación climática del periodo (la fluctuación de la temperatura media global, los cambios en la circulación oceánica, la variación de la composición química de las aguas marinas, entre otros), implicó una reestructuración continúa de los ecosistemas oceánicos, con fuertes derivaciones en la dinámica poblacional de las comunidades de vertebrados e invertebrados, en la extinción y el recambio biótico, en la migración y/o invasión de especies hacia otros hábitats otrora aislados, y los procesos de diversificación y de especiación, entre otros; empero, muchas investigaciones han indicado que, a pesar de este panorama harto desafiante, la biota marina exhibió una notable capacidad de adaptación y resistencia dado que, en esencia, relativamente pocas especies sucumbieron a la extinción y, por el contrario, la composición de muchas comunidades se conservó estable (por ejemplo, los arrecifes de coral, que además proporcionaron un ambiente

seguro para muchas otras especies de peces e invertebrados, se mantuvieron sin mayores cambios independientemente de la tasa y el estilo de cambio del nivel del mar) o, incluso, mostraron patrones indicativos de expansión poblacional luego de experimentar "cuellos de botella" vinculados con áreas homogéneas de bajo nivel del mar (Ludt y Rocha, 2014; Agiadi y otros, 2018). En oposición, otros reportes sugieren que hubo durante el periodo una significativa pérdida de hábitats clave que condujeron a severos episodios de extinción, sobretodo hacia el final del último intervalo glacial en el Pleistoceno tardío, que acabó con aprox. un tercio de las grandes criaturas marinas (se calcula que se produjo una reducción de hasta el 55% de los mamíferos marinos, el 43% de las tortugas marinas, el 35% de las aves marinas y el 9% de los tiburones, incluida la extinción del impresionante Megalodon) pero, igualmente, aclaran que estas pérdidas resultan moderadas en comparación con otros eventos de extinción masiva del pasado y que, desde una perspectiva mayor, ello resultó en una ventaja para la evolución de otras especies durante el periodo pues lograron adaptarse y proliferar en un entorno con menos competencia (tal el caso de los osos polares y ciertas familias de pingüinos) (Blakemore, 2017).

En cuanto a la biota terrestre, la concatenación de grandes variaciones climáticas también tuvo un impacto significativo en la fauna y los ecosistemas. El avance y retroceso de los glaciares, el cambiante gradiente de temperatura polo-ecuatorial, el desplazamiento de los distintos biomas, la apertura y cierre de puentes terrestres, entre otros, favorecieron la formación de múltiples corrientes migratorias entre los continentes: África y Europa; Asia y Europa; el sudeste de Asia y Oceanía; Asia y América del Norte por intermedio del estrecho de Bering; lo cual provocó repetidas reestructuraciones de la dinámica poblacional, así como los ritmos de la diversificación, la extinción y el recambio biótico (Jordá Pardo, 2020; Nat Geo, 2021; Iredale, 2024). En este sentido, uno de los rasgos distintivos del periodo fue la proliferación de la denominada *Megafauna* del Pleistoceno, dado que la tendencia evolutiva general se encaminó hacia el gigantismo y, si bien prosiguió la procreación de los animales pequeños y medianos, muchas especies de mamíferos placentarios crecieron hasta alcanzar tamaños y pesos excepcionales; entre los herbívoros, se destacaron los *Mammuthus*, popularmente conocidos como *Mamuts*, de cuerpos musculosos y lanudos, con dos enormes colmillos curvos al frente y una larga trompa, que podían alcanzar los 5,3 m de altura a los hombros y más de 9 m de longitud, y pesar unas 12 tn; y sus parientes lejanos, los propiamente *Mammut*, pero comúnmente reconocidos como *Mastodontes*, también con figuras robustas y dos colmillos de gran porte y una trompa larga, que medían hasta 2,8 m de altura a los hombros y pesaban unas 4 tn; ambos de la familia de los *Proboscidios*, de la que sólo sobreviven en la actualidad los elefantes africanos y asiáticos; también sobresalían los *Megaterios* ("gran bestia" en griego), de cuerpos robustos y peludos, con gruesas extremidades con garras y una cola fornida sobre la que solían apoyarse cuando se erguían sobre sus patas traseras para alcanzar la copa de los árboles, que podían medir más de 6 m de longitud de la cabeza a la cola y pesar más de 3 tn; los *Gliptodontes*

(“diente con surco o esculpido” en griego), de la familia de los actuales armadillos, con cabezas pequeñas y cuerpos voluminosos cubiertos por una caparazón formada por muchas placas fusionadas que le ofrecían una gran protección, además de una fornida cola terminada en una pesada masa ósea con agudas puntas, que, aunque no tenían una gran altura, medían más de 3 m de largo y pesaban hasta 2 tn; y los *Castoroides* (“similar a un castor” en griego), de apariencia muy semejante a los castores modernos pero de porte gigante, que poseían dientes incisivos de aprox. 15 cm de largo y podían medir hasta 2,4 m de longitud y pesar de 60 a 100 kg en promedio. Por otra parte, entre los carnívoros, ocuparon un lugar preponderante los *Smilodontes* (“dientes de cuchillo de doble hoja” en griego), célebremente conocidos como *Tigres Colmillos de Sable*, depredadores formidables de la familia de los *Félidos* (los miembros más grandes que jamás hayan existido) con cuerpos fornidos, ágiles y pelaje apto para soportar ambientes gélidos, provistos de una cola corta, poderosas garras y dos afilados colmillos de hasta 18 cm de largo, que pesaban probablemente más de 400 kg y medían aprox. 1,15 m de altura a los hombros y más de 2 m de longitud; también se destacaron los *Arctodus* (“dientes de oso” en griego), de la familia de los *Úrsidos* (de la que forman parte los osos actuales), con una anatomía corpulenta, hocicos cortos, extremidades fuertes y largas garras, que alcanzaban en postura pronógrada una altura de 1,8 m y parado sobre sus patas traseras más de 3 m, y un peso de hasta 1 tn; y los *Aenocyon* (“perro terrible” en griego), o *Lobos Terribles*, depredadores feroces que cazaban en manada, con físicos robustos y poderosos dientes con la capacidad de triturar huesos, que medían hasta 2 m de longitud y pesaban unos 100 kg (Elías y Schreve, 2016). Varias hipótesis se han planteado para tratar de explicar el excepcional desarrollo de la Megafauna del Pleistoceno (entre los que se incluye, valga la aclaración, varias especies que surgieron en periodos anteriores pero que suelen incluirse dentro de este grupo), por caso, que las condiciones predominantemente frías del Cuaternario favorecieron la evolución de mamíferos con cuerpos voluminosos que tienen menos área superficial en proporción al volumen y por ello retienen mejor el calor que los animales pequeños (Badii y otros, 2008), o bien, en el caso de los herbívoros, que éstos se adaptaron para complementar su dieta, fundamentalmente a base de pastos, con diferentes herbáceas ricas en proteínas, lo cual les habría brindado una fuente extra de nutrientes para poder crecer en gran tamaño y cantidad (Courtin y otros, 2021). En relación con este último punto, determinadas investigaciones han sugerido que distintas especies de plantas y de la Megafauna establecieron complejas relaciones evolutivas durante el periodo y que por ello muchos de los segundos se convirtieron en *Herbívoros Clave* (*Keystone Herbivore* en inglés), concepto que engloba a aquellos animales que "afectan la composición de las comunidades asociadas a las plantas a través de interacciones entre especies mediadas por plantas y, por lo tanto, afectan el efecto integrador de la comunidad herbívora sobre la aptitud de las plantas" (Poelman y Kessler, 2016); de este modo, los herbívoros clave podrían alterar la composición y la dinámica del ecosistema al alterar a través de sus hábitos el desarrollo de determinadas plantas, lo que a su vez impacta en otras plantas y animales, influyendo así en la evolución de las

defensas vegetales y en la selección de rasgos en las plantas; en el caso puntual del Pleistoceno tardío, la presencia de una abundante Megafauna podría haber causado un pisoteo significativo y mejorado y por ende el reclutamiento basado en claros, lo que habría facilitado la multiplicación de las hierbas en áreas con climas que normalmente deberían haber favorecido la propagación de bosques o la tundra (Courtin y otros, 2021).

A la par de los esfuerzos de la vegetación y de la Megafauna por adaptarse a la variabilidad climática del Cuaternario, otra familia de animales estaba evolucionando también a pasos agigantados, una que muy pronto se convertiría en indiscutiblemente dominante y ejercería una influencia extraordinaria en todo el planeta.

2.4.10.1 El Paleolítico

De acuerdo con Harris (1984), si el reloj evolutivo del planeta que abarca desde el origen de la vida hasta el presente, se reduce a la escala de un año, los seres humanos hacen su aparición aprox. a las 20 hs de la Noche Vieja (o sea, del 31 de diciembre), y no obstante, a pesar de esta entrada en escena tardía, la especie humana ha sido por lejos la que más ha influido en el devenir del planeta[74] (por esta causa en el seno de la comunidad académica se mantiene abierto el debate acerca de la posibilidad de agregar un nuevo periodo geológico en el Cuaternario que refleje esta extraordinaria intervención en tan corto tiempo: el *Antropoceno*, pero volveremos sobre esta cuestión más adelante en un próximo capítulo), aún habiendo tenido un origen tan humilde en un entorno tan desafiante.

Retomando lo que habíamos mencionado previamente, durante el Plioceno (4-3 Ma) se había manifestado la presencia de una creciente población de homínidos arcaicos en el continente africano, entre los que se destacaban los australopitecos por su locomoción bípeda, un rasgo evolutivo fundamental que les permitió sobrevivir durante la transición desde un hábitat boscoso hacia otro más abierto de sabana como corolario de la tendencia a la sequía que caracterizó al periodo (Harris, 1984; Steffan y otros, 2021).

El siguiente giro evolutivo de importancia ocurrió hace aprox. 2,5 Ma, cuando las condiciones ambientales volvieron a cambiar por causa del comienzo de la glaciación Cuaternaria y los australopitecos (presumiblemente los Australopithecus afarensis como mencionamos con anterioridad) dieron origen a dos nuevos géneros de homínidos bien diferenciados que convivieron mucho tiempo juntos: los *Paranthropus* ("al lado del hombre" en griego), representados por tres especies distintas (*Paranthropus robustus*, *Paranthropus boisei* y *Paranthropus aethiopicus*), que básicamente siguieron la línea marcada por sus antecesores y desarrollaron un aparato de masticación más robusto para poder alimentarse con los vegetales aún más duros que empezaron a crecer en aquel hábitat más seco; y los *Homo* (“hombre o humano” en latín), que experimentaron cambios de primera magnitud, como el desarrollo de un cuerpo más estilizado, un cerebro de mayor tamaño (de aprox. 750 cm3 de volumen), una reducción del aparato masticatorio y la inclusión de carne en su dieta alimentaria para poder cubrir las mayores demandas energéticas de un encéfalo más grande y complejo; además, esta evolución biológica tuvo implicancias socioculturales importantes, como la disminución del número de

[74] Como hemos podido comprobar a lo largo de este trabajo, la Vida en sus infinitas formas ha influido decididamente en el devenir del planeta Tierra desde su primera aparición (valga el ejemplo de las cianobacterias, cuya existencia alteró la composición de la atmósfera primitiva en el eón Arcaico), no obstante, ninguna especie lo había hecho en tan poco tiempo como la especie humana, un hito realmente sin precedentes en la historia del planeta (Leakey y Lewin, 1997).

crías por parto (consecuencia de un cráneo de mayores dimensiones) y un incremento del tiempo de crianza, derivado de la prolongación y complejidad de las etapas de desarrollo ontogénico,[75] y la necesidad de un desarrollo tecnológico acorde para poder cubrir los requerimientos alimenticios derivados de un aumento del consumo de proteínas y grasas animales (Ibíd.). En este sentido, existe un creciente consenso dentro de la comunidad científica en torno a que el cambio climático ocurrido en este tramo histórico, el comienzo de la glaciación Cuaternaria en la transición Plioceno-Pleistoceno, aceleró la evolución de los homínidos, particularmente del género Homo, dado que, tal cual explicamos previamente, el refuerzo de las condiciones frías y áridas que impulsaron el traslado desde un entorno boscoso hacia tierras de sabana más secas también impuso presiones evolutivas que favorecieron la consolidación de la postura erguida para poder caminar y recorrer largas distancias en busca de alimentos cada vez más dispersos, lo cual, a su vez, liberó las manos para poder agarrar objetos y posibilitó el eventual uso de herramientas (Leakey y Lewin, 1997; Belknap, 2015). La aparición del género Homo marcó oficialmente el inicio de la historia humana en la Tierra.

Ahora bien, con motivo de coadyuvar a una mejor comprensión del pasado de la humanidad las disciplinas que se dedican a su estudio tradicionalmente lo han dividido en dos grandes bloques temporales: la *Historia*, que aborda el análisis, interpretación e integración de las diversas fuentes escritas y testimonios que dan cuenta de los acontecimientos del pasado, y la *Prehistoria*, que abarca el estudio del periodo comprendido desde el surgimiento de los primeros humanos hasta la invención de la escritura, no obstante, vale remarcar que, a raíz de las múltiples críticas que se han recibido, actualmente ya no se utiliza el término Prehistoria para referirse a este tramo inicial del pasado de la humanidad, sino que recibe la denominación de *Etapa Ágrafa*, en vista de que las civilizaciones que no dejaron testimonios escritos son parte fundamental de la historia humana (no se reducen a un estadio de desarrollo previo que permanece por fuera de la Historia) y se puede encarar su estudio a través de otros tipos de fuentes no escritas (Steffan y otros, 2021; Álvarez Farfán y otros, 2022; Kiss, 2025c). Entonces, hecha está salvedad, la etapa Ágrafa de la historia humana se divide en dos grandes edades, la *Edad de Piedra* (que comprende los periodos *Paleolítico*, *Mesolítico* y *Neolítico*) y la *Edad de los Metales* (que incluye las edades del *Cobre*, del *Bronce* y del *Hierro*), ambas haciendo referencia al tipo de material, y los procesos y consecuencias implicados en su elaboración y utilización, que fue usado por la humanidad en cada etapa de su evolución hasta las formas modernas. Cabe señalar que esta periodización no conlleva el establecimiento de etapas temporales exactas o con límites inamovibles puesto que el campo disciplinar que estudia la historia se encuentra en continuo movimiento en consonancia

[75] La *ontogenia*, en el campo de la Medicina y la Biología, remite al desarrollo individual de un organismo desde su concepción hasta su muerte, abarcando todos los cambios estructurales, funcionales y de comportamiento psicológico y social que se suceden a lo largo de su vida (Diccionario Médico, 2023).

con los nuevos descubrimientos, ni que tampoco corresponden a una descripción general y unívoca de toda la historia humana ya que los distintos pueblos y civilizaciones han avanzado a ritmos diferentes y con improntas propias, además, por esto mismo, los períodos mencionados suelen superponerse de maneras complejas en ocasiones (por caso, los últimos periodos de la Edad de Piedra y los primeros de la Edad de los Metales se solapan entre sí y, aún, se entrecruzan con la primera edad -la Antigua- en que se divide el análisis de la Historia) (Kiss, 2025c).

El *Paleolítico* ("piedra antigua" en griego) (2,8 Ma-10 Ka), que se enmarca dentro del final del Plioceno y el Pleistoceno completo, se erige como el periodo más antiguo y extenso de la etapa ágrafa de la historia y, en general, comprende desde el surgimiento del género Homo y sus diversas especies (por lo menos 11 descubiertas a la fecha) hasta la consolidación de los humanos modernos. A su vez, se divide en tres periodos: el *Paleolítico Inferior* (2,8 Ma-200 Ka), el *Paleolítico Medio* (200 Ka-40 Ka) y el *Paleolítico Superior* (40 Ka-10 Ka) (Steffan y otros, 2021).

Entonces, recapitulando en lo expuesto al principio de esta sección desde la perspectiva de los marcos conceptuales que acabamos de introducir, durante el Paleolítico Inferior (correspondiente al cierre del Plioceno y el primer tramo del Pleistoceno) convivieron en la sabana africana una gran población de homínidos, aunque sus destinos tuvieron desenlaces muy diferentes pues los australopitecos empezaron a declinar paulatinamente y se extinguieron, de acuerdo con las estimaciones más confiables, hace aprox. 1 Ma (la hipótesis común indica que sucumbieron debido a la competencia con el género Homo) (Kiss, 2024a); por su parte, los parántropos también desaparecieron lentamente sin dejar descendientes (Crónicas de Fauna, 2019), al igual que otras especies de posibles homínidos arcaicos que habitaron en el lugar; en cambio, el género Homo logró adaptarse a las nuevas condiciones ambientales y experimentó una importante proliferación a través de su primer exponente reconocido, el *Homo Habilis* (“hombre hábil” en latín), que presentaba un cuerpo estilizado, una probable altura de 1,4 m y una capacidad craneal mucho mayor que la de sus predecesores de entre 700-750 cm3, y que, además de incorporar la carne a su dieta (todavía se debate si lo hizo como carroñero o como cazador), se estima que fabricó en piedra la primera herramienta conocida, los *cortadores* o *picadores* (*chopper* en inglés), unos trozos de piedra con un borde cortante irregular muy rudimentario elaborado por medio de la eliminación de *lascas* (es decir, porciones de roca extraídas por un trabajo de presión o percusión) de uno de sus lados, que probablemente se empleaban para despellejar o trozar las presas que componían su alimentación; esta primera industria humana se halló en la llamada garganta de Olduvai, Tanzania, a mediados del siglo XX, y por ello recibe el nombre de industria *Olduvayense* (Harris, 1984; Groeneveld, 2017; Steffan y otros, 2021).

Vale mencionar que, por causa del registro fósil incompleto y fragmentado, aún persiste una importante controversia respecto de la clasificación del Homo habilis y de otras especies posiblemente pertenecientes al género Homo que

también habitaron el continente africano durante esta época (muchas todavía sin clasificación oficial), como el *Homo rudolfensis* (nombrado en honor a la región de East Rudolph, Kenya, donde fue hallado), que vivió hace aprox. 2,4-1,8 Ma, y el *Homo ergaster* ("trabajador" en griego), que vivió hace aprox. 1,9-1,5 Ma; el primero, aunque comúnmente asignado al género Homo, también ha sido categorizado como Australopithecus o, incluso, *Kenyanthropus* (otro género de homínido extinto menos conocido), mientras que el segundo ha sido reconocido en muchos informes como un *Homo erectus* (Wood y Collar, 2001; Dorey, 2018b; Blaxland y Dorey, 2022). Asimismo, la atribución de la fabricación de la primera herramienta lítica que tradicionalmente se ha otorgado al Homo habilis también ha sido cuestionada en los últimos tiempos debido al hallazgo de indicios de posibles herramientas rudimentarias junto a otras especies del género Homo que habitaron la región durante esta misma época o, incluso, a algunas especies de Australopithecus (Kimbel y Villmoare, 2016; Crónicas de Fauna, 2019; Blaxland y Dorey, 2022; Kiss, 2024a).

Posteriormente, hace aprox. 1,8-1,5 Ma se estima que los Homo Habilis evolucionaron en una nueva especie, el *Homo Erectus* (“hombre erguido” en latín), con una capacidad craneal mayor (más de 900 cm3) y una altura de aprox. 1,60 m, el cual se ha asociado también con una importante innovación en la tecnología de manufactura, denominada industria *Achelense* (localizada también en el área de Olduvai), que incluye la fabricación de *bifaces*, unos grandes trozos de piedra o canto rodado trabajados por ambas caras para producir una variedad de puntas y filos bien formados que servían para cortar, raspar y perforar, y que pronto derivaron en una especie de hacha de mano utilizada para fines múltiples (Harris, 1984; Groeneveld, 2017; Kiss, 2025c).

Ambas industrias convivieron durante esta época, la Olduvayense del Homo Habilis y la Achelense del Homo Erectus, aunque estos últimos prontamente comenzaron a emigrar fuera de África pues se han hallado sus restos fósiles en sitios tan lejanos como China (cerca de Pekín), en Israel (en las proximidades del río Jordán), Indonesia (en la isla de Java) y Europa (se han identificado restos en Hungría, Georgia, República Checa, Alemania, Francia, Grecia y España), dando origen a nuevas ramificaciones del género Homo. Las razones que motivaron estas sucesivas migraciones, que se extendieron durante varios milenios, aún permanecen poco claras pero varias investigaciones han sugerido que las fluctuaciones climáticas fueron el principal impulsor al tener un gran impacto en la distribución de la vegetación y la alteración de los conjuntos de la fauna regional, lo cual implicó que las primeras familias de humanos primitivos tuvieran que cambiar drásticamente su estrategia de supervivencia y optar, en el corto plazo, por un cambio en el entorno de vida, o bien, en el largo plazo, la incorporación de innovaciones evolutivas (Belknap, 2015; Alcalde, 2022; Wang y Feng, 2024). Asimismo, se estima que los Homo Erectus fueron mejores cazadores que los Homo Habilis y que empleaban tanto herramientas específicas (como mazas de madera, cuerdas o redes, que enriquecieron la tradición Achelense) como técnicas sofisticadas (como el acecho, el acorralamiento o la construcción de trampas), que incluían la utilización del

fuego, una práctica excepcional que aprendieron a dominar con prestancia (Harris, 1984; Belknap, 2015).

En resumen, durante el Paleolítico Inferior el género Homo experimentó una gran diversificación (que posiblemente incluye, además de los Homo Habilis y Homo Erectus, a los *Homo Rudolfensis*, *Homo Ergaster*, *Homo Georgicus*, *Homo Naledi*, *Homo Heidelbergensis*, *Homo Antecesor*, *Homo Neanderthalensis*, *Homo Floresiensis* y los primeros *Homo Sapiens*) y, merced a las sucesivas corrientes de migración que se prolongaron durante milenios, logró expandirse a lo largo de buena parte del mundo (Belknap, 2015; Steffan y otros, 2021; Wang y Feng, 2024).

Los estudios sugieren que el Paleolítico Medio comenzó de forma abrupta con la irrupción de una nueva tecnología de manufactura, la industria *Musteriense* (denominación correspondiente a los hallazgos realizados en Le Moustier, Francia, a mediados del siglo XIX), que abarcaba una serie de aspectos que la distinguían de los modos tecnológicos precedentes, como la estandarización de formas básicas, los filos retocados, los útiles realizados sobre lascas, la abundancia de raspadores laterales, y la novedosa *técnica de Levallois* para producir lascas por medio de una preparación específica previa que incluía una percusión constante hasta conseguir un núcleo en forma de caparazón de tortuga (Harris, 1984; Groeneveld, 2017; Steffan y otros, 2021). Tradicionalmente la industria Musteriense ha sido vinculada con la presencia de los *Homo Neanderthalensis* (Higham y otros, 2014; Wood, 2014), quienes hicieron su aparición hace más de 200 Ka en múltiples zonas de Europa y Asia (se han hallado restos fósiles bien conservados en yacimientos localizados tanto en las cercanías de la costa Atlántica como en las orillas del Mar Negro) y cuyo nombre proviene del descubrimiento del primer esqueleto fósil en el Valle de Neander, Alemania (*Neander Thal*, en alemán) hacia mediados del siglo XIX (Belknap, 2015; Williams y otros, 2025). Se estima que los neandertales poseían una complexión robusta, con extremidades fuertes, gruesas crestas superciliares, mentón y cejas bajas, maxilares portentosos y una capacidad craneal promedio que superaba a la de los humanos modernos (aprox. 1.500 cm3); además, las evidencias indican que fueron expertos cazadores pues junto a sus fósiles suelen encontrarse una importante variedad de instrumentos y herramientas para la caza y los restos de grandes mamíferos, aunque tampoco se descarta que hayan sido carroñeros o que hubieran recolectado las plantas y frutos de su entorno; al respecto, ambas cualidades les habrían posibilitado sobrevivir exitosamente en ambientes sumamente hostiles ya que tuvieron que padecer los peores embates de la última glaciación Würm, que duró varios milenios y cubrió con gruesas capas de hielo gran parte del norte de Europa (Harris, 1984; Williams y otros, 2025).

Durante esta misma época también surgieron los primeros humanos anatómicamente modernos, los *Homo Sapiens* ("hombre sabio" en griego), si bien persiste dentro de la comunidad académica la disputa en torno al lugar y fecha precisos de este trascendental acontecimiento pues distintas investigaciones han propuesto que éstos aparecieron en África Oriental,

concretamente en Etiopía, hace aprox. 195 Ka, o bien en el sur de África hace aprox. 200 Ka, o incluso en el norte de África, en una región de Marruecos, hace aprox. 300 Ka (Belknap, 2015; Alcalde, 2022; Kiss, 2025c). Los debates también se mantienen respecto de la apariencia de estos primeros Homo Sapiens porque, aunque en general se los considera anatómicamente modernos, esto no sería correcto y, a diferencia de los humanos actuales, los fósiles de aquellos exhiben ciertas discrepancias, como la persistencia de arcos superciliares grandes y un perceptible prognatismo maxilar, sin embargo, el resto de las características físicas resultan mayormente coincidentes con las condiciones anatómicas actuales (cuerpos con complexión media, de troncos cortos y delgados y extremidades largas; cráneos con caras cortas, mentón prominente, dientes pequeños, la parte posterior redondeada, mandíbulas ligeras, cerebros con un volumen promedio de 1.350 cm3; etc.) (Harris, 1984; Dorey, 2020). Más allá de estas consideraciones anatómicas, los Homo Sapiens pronto se destacaron de las demás especies humanas por su capacidad cultural mejorada, la cual se expresaba en una gran inteligencia (especialmente en el dominio simbólico), destreza (en especial para la caza y el uso de herramientas) y facilidad lingüística creciente (Harris, 1984; Kiss, 2025c).

Al igual que ocurrió con sus antepasados, se estima que las variaciones climáticas acaecidas durante el Pleistoceno tardío (y su considerable impacto en la vegetación y la fauna globales) impulsaron a los Homo Sapiens a emigrar fuera de África en sucesivas fases que se prolongaron durante milenios (se calcula que las primeras fases ocurrieron hace entre 130-70 Ka) y les permitieron expandirse, luego de algunos intentos fallidos, por la mayor parte de África, Europa, Asia, las islas del Pacífico Sur y Oceanía (una fracción de la población se quedó en el lugar de origen y se adaptó a las nuevas condiciones ambientales hasta evolucionar en las poblaciones de la actualidad), emprendiendo así un progresivo proceso de sustitución de las poblaciones del género Homo que habitaban estas regiones, tal como explica la denominada teoría *Fuera de África* (Belknap, 2015; Marean, 2015; Steffan y otros, 2021; Alcalde, 2022; Wang y Feng, 2024).

El Paleolítico Superior se caracterizó por un significativo aumento de las industrias a nivel regional en distintas partes de Europa, África y Asia (como la industria *Gravetiense* en el sur de Rusia y el centro de Europa; la industria *Hoabinhiense* en el sudeste asiático; la industria *Solutrense* en gran parte de Francia y España; la industria *Châtelperroniense* en el centro y sur de Francia y el norte de España; la industria *Magdaleniense* en Europa central y las penínsulas ibérica e itálica; entre muchas otras) y su derivación en una notable diversificación de la fabricación de los útiles y herramientas, tanto en los materiales utilizados (aparte de la piedra comenzaron a predominar el hueso, las astas y el marfil) como la variedad de diseños, puesto que se empezaron a elaborar las denominadas *hojas* (lascas afiladas finas y delgadas), puntas, buriles, agujas (lo que posibilitó la costura de la vestimenta y otros enseres), punzones, y armas como los arcos, flechas, arpones, lanzas y propulsores de lanzas (un aditamento de madera que permitía arrojar una lanza el triple de

lejos de lo que lo haría el sólo impulso del brazo), lo cual produjo importantes cambios en las técnicas de cacería y, por ende, también en el estilo de vida de las poblaciones que podían aventurarse a cazar una mayor variedad de presas, como mamuts, caballos, renos, bisontes y otros grandes mamíferos (Harris, 1984; Groeneveld, 2017; Wang y Feng, 2024).

En estrecho vínculo con esta cuestión, debe mencionarse la introducción de otra importante innovación del periodo, las primeras manifestaciones de una impresionante capacidad simbólica que halló su expresión en diversas formas artísticas, como las pinturas rupestres que adornaban con vivos colores (merced a la utilización de distintos pigmentos naturales rojos, negros, amarillos y ocres) los techos y paredes de las cuevas donde probablemente moraban (que se hallan repartidas por varios puntos de Europa central y Asia), representando diversas escenas cotidianas, personas, formas abstractas y una gran cantidad de animales, y que se ha sugerido que constituían más la manifestación de un ritual culturalmente establecido que la expresión de una inquietud puramente artística; dicha producción incluyó la fabricación de adornos personales realizados en diversos materiales (marfil, hueso, astas, piedra, valvas de moluscos) que, provistos de perforaciones, podían usarse como colgantes, cuentas o amuletos, y también de pequeñas esculturas y figurillas (de arcilla, marfil, hueso, madera) con aspecto zoomorfo (forma de animales) y antropomorfo (forma de humanos) (Harris, 1984; Dorey, 2020; Steffan y otros, 2021; García Escudero, 2023).

Esta notable evolución cultural se atribuye preponderantemente a la presencia de los Homo Sapiens y su capacidad cognitiva mejorada (aunque varios estudios han indicado que los neandertales también poseían habilidades artísticas tal como lo demuestra la evidencia hallada en varias sepulturas) (Rougier y otros, 2016; Groeneveld, 2017), que durante este periodo, tras su partida de África, ya se habían esparcido por todo el mundo conocido y habían reemplazado en un lapso relativamente corto a las poblaciones de humanos primitivos locales al punto de convertirse, hace aprox. 35-25 Ka, en los únicos representantes del género Homo en el planeta: los neandertales de Europa y Asia central, los denisovanos del norte de Asia, los Homo Erectus de Indonesia, los Homo Rodhesiensis de África central, los Homo Naledi de África del sur, los Homo Luzonensis de Filipinas, los Homo Floresiensis de Indonesia, los Homo Rudolfensis del este de África, y otras especies por descubrir, es decir, todos los demás miembros de la gran familia humana desaparecieron para siempre (Marean, 2015; Greshko y Wei-haas, 2019; Longrich, 2019; Steffan y otros, 2021). Respecto de la cuestión, se han presentado varias hipótesis para intentar explicar esta rápida sustitución de las especies arcaicas por los humanos modernos, entre otras: que el cerebro más grande y sofisticado de los Homo Sapiens les otorgó una ventaja evolutiva que les permitió adentrarse en tierras desconocidas y superar a sus parientes más atrasados en el marco de una feroz competencia por los escasos recursos disponibles (Marean, 2015; Longrich, 2019; Dorey, 2020); otra explicación estima que las continuas variaciones climáticas del periodo en su transición a un estado interglacial debilitaron a las comunidades humanas arcaicas,

particularmente a especies como los neandertales que durante milenios se habían adaptado a las gélidas condiciones del periodo glacial Würm, y ello posibilitó que los Homo Sapiens, con mayor capacidad de adaptación, pudieran sobrevivir mientras las demás especies comenzaban a declinar (Harris, 1984; Marean, 2015; Ghosh, 2024); también se han mostrado evidencias de que una intensificación de la actividad volcánica, ocurrida hace aprox. 40 Ka, habría contribuido decisivamente con la perturbación ambiental al producir las condiciones de un *invierno volcánico* (un estado de enfriamiento sostenido con una abrupta alteración de la actividad fotosintética causada por la acumulación de cenizas y volátiles en la atmósfera que bloquea el ingreso de radiación solar) que afectó a gran parte de Europa, esto habría diezmado a la población neandertal al privarlos de sus fuentes de alimentos pero no habría tenido mayor repercusión entre los Homo Sapiens que por entonces moraban en las regiones meridionales de Eurasia occidental y África, sino que, al contrario, acabó favoreciéndolos porque éstos pudieron aprovechar el vacío poblacional dejado por sus congéneres neandertales para asentarse en territorio europeo tras la catástrofe ambiental (Golovanova y otros, 2010). Algunas investigaciones han propuesto, asimismo, que se produjo un extenso proceso de hibridación entre los Homo Sapiens y las demás especies humanas arcaicas en el contexto de un significativo intercambio cultural que acabó favoreciendo a los primeros, sobretodo, porque el mestizaje les otorgó una mayor resistencia genética contra enfermedades para las que no tenían defensa (se estima que por dicha causa, la falta de defensas ante patógenos desconocidos, las múltiples migraciones anteriores terminaron en su extinción temprana), mientras que para las comunidades locales que ya de por sí eran poco numerosas, como los neandertales, se tradujo en un rápido declive demográfico (Harris, 1984; Higham y otros, 2014; Ghosh, 2024; Wang y Feng, 2024). Finalmente, la gran magnitud del evento, que implicó la desaparición de la población de cuatro continentes en un lapso temporal relativamente corto, condujo a que varias investigaciones hayan sugerido que se trató de una extinción masiva global provocada por la belicosidad del género Homo, dado que existen cuantiosas evidencias de agresividad y comportamiento violento entre las diferentes comunidades de humanos arcaicos y modernos (por ejemplo, se han hallado pruebas de que los neandertales de los territorios del norte de Europa podrían haber practicado el canibalismo) (Rougier y otros, 2016) y, aún, de depredación descontrolada de la fauna y los recursos naturales; en el marco de este estado de agresión permanente, que fue constante aún cuando las distintas especies podían convivir y mezclarse en términos pacíficos, acabó beneficiando a los Homo Sapiens que, merced a sus mejores capacidades cognitivas para emplear estrategias de ataque, comunicación y manipulación más efectivas, resultaron claros ganadores de las contiendas desarrolladas en distintas partes del globo (Marean, 2015; Longrich, 2019). Hasta la fecha, ninguna de estas explicaciones ha podido granjearse el consenso de la comunidad científica y el misterio continúa sin solución.

En el apogeo de su constante expansión territorial los Homo Sapiens aprovecharon los puentes terrestres que se habían establecido durante la

última glaciación como consecuencia del descenso del nivel del mar y permanecían aún abiertos hacia el final del Pleistoceno, para adentrarse en tierras desconocidas; así, pudieron atravesar las cadenas de islas del Pacífico Sur y llegar hasta el territorio de Australia (donde en muchos casos ya habían poblaciones de humanos arcaicos), y también arribar al continente americano a través del estrecho de Bering, que en aquel entonces conectaba Siberia (Asia) con Alaska (América), hace aprox. 11,5-10 Ka (cabe mencionar que varios reportes sugieren que la migración pudo haber comenzado mucho tiempo antes, hace aprox. 20 Ka, o, inclusive, 35 Ka), y en apenas un milenio de dispersión alcanzar el estrecho de Magallanes en el extremo más austral de Sudamérica (Leakey y Lewin, 1997; Viñas Rubio, 2012; Nat Geo, 2021) (respecto del poblamiento de América existen diferentes hipótesis que analizaremos en un siguiente capítulo).

A partir de este momento histórico, los últimos tramos del Pleistoceno, se desataron una serie de acontecimientos importantes (los cuales trataremos a continuación) que marcaron la conclusión del periodo Paleolítico, sin embargo, bien podemos manifestar que éste esencialmente culminó con la expansión y consolidación global de los Homo Sapiens como únicos representantes en el planeta del género Homo, tras un proceso de hominización que comenzó hace aprox. 2,5 Ma, en el amanecer del Cuaternario. De este modo, la historia de la familia humana que empezó en el Paleolítico Inferior en África Oriental con una especie menuda, bípeda, de cerebro pequeño, que recientemente había incorporado la carne a su dieta y estaba dando los primeros pasos en el uso de herramientas muy básicas tras la liberación de sus manos de la actividad de locomoción, y luego, en un tiempo geológico relativamente corto, se multiplicó en especies, se diversificó en el aspecto tecnológico y emigró hacia lugares remotos de Europa y Asia, en uno de los tramos geológicos de la historia de la Tierra más convulsionados en términos de variabilidad climática y ambiental, acabó en el Paleolítico Superior con una impresionante evolución morfológica y cultural: en el primer plano, el cerebro aumentó su tamaño casi al doble y, con ello, sus capacidades cognitivas en progresión ascendente, además sus cuerpos se volvieron más fuertes, ágiles y resistentes, con destreza y flexibilidad para encarar tareas complejas y soportar condiciones ambientales variadas y adversas; mientras que en el segundo, si bien se mantuvieron durante el periodo como una población de grupos pequeños y dispersos, cimentados en una economía de subsistencia con base en la caza, la pesca, la recolección y el carroñeo, que recorrían extensos territorios y sólo se quedaban en un lugar durante un corto tiempo, habitando en moradas ocasionales como cuevas o refugios naturales, pronto mostraron un progreso formidable: pasaron de usar útiles muy rudimentarios de piedra a fabricar hábilmente una gran variedad de herramientas y en una cantidad de materiales diversos; aprendieron a utilizar el fuego de múltiples maneras; se convirtieron en cazadores excepcionales, provistos de un importante arsenal de armas y un repertorio de técnicas cinegéticas (es decir, de cacería especializada) sumamente efectivas (entre este repertorio debe incluirse el adiestramiento de perros (*Canis familiaris*) de caza, los primeros animales domesticados por los

humanos modernos, que ocurrió inicialmente en el norte de Eurasia hace aprox. 15 Ka a partir de un ancestro común -ya extinto- que éstos compartían con los lobos actuales (*Canis lupus*)) (Irving-Pease y otros, 2018; McHugo y otros, 2019); lograron desplazarse por largas distancias, a través de numerosos peligros, superando imponentes barreras naturales, en condiciones climáticas y ambientales por demás inhóspitas e impredecibles, hasta poblar cada región del planeta (salvo el polo sur); pudieron acometer tareas de creciente complejidad en base a una comunicación mejorada y el trabajo cooperativo; desarrollaron una impresionante capacidad simbólica, de abstracción y de cálculo que pudieron plasmar en la vida cotidiana y en múltiples expresiones artísticas; entre otras habilidades y conocimientos que pudieron incorporar en un acervo cultural transmisible y creciente (Harris, 1984; Groeneveld, 2017; Steffan y otros, 2021; Kiss, 2025c). Esta extraordinaria evolución, nunca antes vista en alguna otra especie que haya existido jamás en la Tierra, no obstante, tuvo un significativo impacto tanto dentro del género Homo (tal cual expusimos unas líneas atrás) como en el medioambiente y en el resto de la biota de la época, tópico sobre el que nos explayaremos en breve.

Entonces, retomando lo anticipado previamente, el final del Pleistoceno estuvo atravesado por grandes cambios climáticos que afectaron seriamente el Sistema-Tierra y la biosfera: tras el desarrollo del LGM, hace aprox. 28-21 Ka, en el que la temperatura media de la superficie del océano descendió 4-5℃ y la de la circulación de aguas profundas bajó 1-2℃, donde el nivel del mar se hallaba 120 m más bajo que en la actualidad y la mayor parte del hemisferio norte estaba cubierta por una gruesa capa de hielo (incluso en algunas cuevas del sur de Francia se descubrieron pinturas de pingüinos dibujadas por los testigos humanos de la época) y una incontable cantidad de icebergs deambulaban por el océano Atlántico hasta las latitudes tropicales, comenzó un paulatino proceso de deglaciación acompañado por un aumento de las temperaturas medias globales hace aprox. 20-18 Ka que se prolongó hasta hace aprox. 8 Ka (Jordá Pardo, 2020; Steffan y otros, 2021). Este periodo de retroceso de los glaciares, lejos de desenvolverse de manera uniforme y constante, tuvo importantes fluctuaciones expresadas en una larga alternancia de episodios estadiales fríos y secos, e interestadiales cálidos y húmedos, siendo uno de los primeros, el denominado *Dryas Reciente* (DR), ocurrido hace aprox. 11-10 Ka, el que determinó el fin del Pleistoceno para dar inicio al Holoceno y el periodo interglacial que continúa hasta el presente (Björck y otros, 1996; Quintero, 2018). Durante el DR, que duró más de un milenio, la temperatura media global descendió aprox. 10-15℃ y la mayoría de los estudios concuerdan en que fue causado por un forzamiento de agua dulce, producto de un aumento de las descargas en el mar provenientes de los grandes lagos que se formaron luego de la fusión de las capas de hielo, que inhibió la fuerza del transporte de calor de la circulación del Atlántico Norte, aunque, por otro lado, también se ha señalado que este último episodio interestadial habría sido provocado por la irrupción de un fenómeno extraterrestre, alternativa que abordaremos con más detenimiento en breve (Firestone y otros, 2007; Marshall, 2010; Jordá Pardo, 2020).

La fuerte convulsión ambiental que marcó el cierre del periodo, motivada en gran medida por la influencia del DR, también se ha vinculado con el evento de extinción más importante del Cuaternario: la desaparición abrupta de la Megafauna del Pleistoceno, que se inició hace aprox. 12,5 Ka, se extendió por unos milenios (hasta bien entrado el Holoceno según varios estudios) y se destacó como un evento de escala global, que afectó a todos los continentes pero que, especialmente, tuvo un enorme impacto en la biota terrestre americana (Berggren, 2015; Jordá Pardo, 2020; Nat Geo, 2021; Paselk, 2021b). Al respecto, si bien el episodio no ha sido clasificado con la magnitud de las extinciones masivas del pasado, mostró un considerable alcance debido a que, en general, se redujo a menos de la mitad el número de mamíferos de gran tamaño del mundo, incluyendo a los grandes herbívoros, depredadores y carroñeros, mientras que, en particular, América del Norte perdió el 73% de su megafauna y América del Sur más del 80%, abarcando más de 50 géneros y varios órdenes, como *Notoungulata* (unas 13 familias de mamíferos placentarios de diversos tamaños), *Proboscidea* (el numeroso contingente de mamuts y mastodontes), *Litopterna* (una gran familia de herbívoros voluminosos similares a los équidos y camélidos) y *Xenarthra* (el grupo de perezosos gigantes y gliptodontes), además de los grandes carnívoros que se alimentaban de estas especies, como los Tigres Colmillos de Sable, y osos y lobos gigantes (Prado y otros, 2015; Elías y Schreve, 2016). En este sentido, Australia también perdió el 86% de su megafauna (incluyendo marsupiales gigantes, aves no voladoras y reptiles) y este episodio suele incluirse dentro del proceso de extinción de finales del Pleistoceno, a pesar de que ocurrió mucho tiempo antes, hace aprox. 45-40 Ka (Marean, 2015; Jordá Pardo, 2020). El detalle llamativo del evento radica en que desaparecieron más especies de mamíferos gigantes (de más de 1.000 kg de peso) y de grandes mamíferos (de más de 44 kg de peso) que en cualquier otro episodio de extinción anterior (Prado y otros, 2015).

Por otra parte, la rápida extinción de los grandes mamíferos alteró gravemente la cadena trófica y, aún, la distribución de la vegetación en muchas regiones puesto que varias de las especies desaparecidas se desempeñaban como *herbívoros clave* que mantenían el delicado equilibrio de los distintos ecosistemas (Courtin y otros, 2021), o bien, como en el caso de la Amazonía, se encargaban del reciclaje de elementos clave, como el fósforo, a través de su ingesta y posterior deposición, por lo que tras su extinción la interrupción de este valioso servicio ecosistémico ocasionó una considerable disminución del reciclado y redistribución de nutrientes y minerales en la selva amazónica durante el período post-glacial (Elías y Schreve, 2016). Igualmente, se ha sugerido que la extinción de la megafauna afectó directamente a muchas poblaciones humanas, obligándolas a modificar bruscamente su modo de subsistencia o, en el caso extremo, llevándolas hasta la misma extinción, como se estima que sucedió con los cazadores expertos de la *cultura Clovis* en América del Norte, que probablemente privados de sus grandes presas, desaparecieron también durante la misma época, hace aprox. 12,75 Ka (Harris, 1984; Firestone y otros, 2007; Waters y otros, 2020).

Como habíamos mencionado, tradicionalmente se atribuye a los profundos cambios climáticos padecidos durante el periodo la responsabilidad por la extinción de la megafauna, puntualmente se sugirió que la rápida transición a un ambiente cálido y húmedo afectó directa y severamente a las especies que durante milenios se habían adaptado a las gélidas condiciones del período glacial; o bien, de manera indirecta, se estimó que la desaparición de muchas especies de plantas durante la transición cálida impactó duramente en las comunidades de herbívoros y, luego, en el resto de la cadena trófica (Berggren, 2015; Jordá Pardo, 2020; Nat Geo, 2021). No obstante, esta hipótesis ha tenido múltiples cuestionamientos de varias investigaciones que alegan que, fundamentalmente, las variaciones climáticas entre periodos glaciales e interglaciales, y la consecuente reorganización biótica a gran escala que conllevaron, fueron el rasgo definitorio del Cuaternario, y que no se tienen registros de que las muchas transiciones previas se hubieran asociado a eventos de extinción semejantes, por lo que el cambio climático no podría invocarse como la causa principal de la intempestiva desaparición de la megafauna del Pleistoceno tardío (Polly y otros, 1994; Firestone y otros, 2007).

Por otro lado, una explicación distinta y controvertida, surgida hace varias décadas, ha cobrado renovado impulso en los últimos tiempos, advirtiendo que, sugestivamente, el desarrollo del episodio de extinción coincide temporalmente con la rápida expansión de los humanos modernos por los hábitats ocupados por la megafauna alrededor del mundo y, por tanto, estos contingentes de cazadores expertos, provistos tanto de un arsenal tecnológico avanzado (armas y técnicas sofisticadas) como de capacidades cognitivas especializadas (una comunicación mejorada, la predisposición al trabajo cooperativo y una creciente capacidad de cálculo y de reflexión, de transmisión de conocimientos y del acervo cultural de una generación a la siguiente), acabaron eliminando a las poblaciones de mamíferos gigantes, desprotegidas éstas ante las hordas invasoras y sin el tiempo necesario para desarrollar las innovaciones defensivas pertinentes que podrían haberlas salvado (en la mayoría de los casos nunca habían visto a los seres humanos y el primer contacto, que las tomó desprevenidas, resultó fatal) (Berggren, 2015; Nat Geo, 2021; Paselk, 2021b). Volviendo sobre lo mencionado, se han presentado una considerable cantidad de pruebas acerca de este comportamiento destructivo de los primeros humanos modernos, a quienes varios estudios han atribuido directamente la responsabilidad por la extinción de gran parte de la fauna de Australia a su llegada al continente hace aprox. 40 Ka, y la de la megafauna de América del Norte y del Sur tras su ingreso por el puente terrestre de Bering hace aprox. 11,5-10 Ka en apenas un par de milenios de intensa actividad cinegética (Marean, 2015; Jordá Pardo, 2020). Empero, esta hipótesis también ha sido objeto de múltiples críticas: en principio, persisten las dudas acerca de si los Homo Sapiens de finales del Pleistoceno (que ascendían a unos cuantos millones de habitantes y se distribuían en pequeños grupos muy dispersos entre sí alrededor del mundo) eran lo suficientemente numerosos y contaban con la tecnología suficiente (esto en consideración de que las múltiples industrias del periodo mantenían características regionales muy variadas en

cuanto a cantidad, calidad y efectividad de las herramientas y armas que fabricaban) como para acometer la empresa de una extinción de escala global, de una fauna tan disímil (animales de diversa velocidad, tamaño y ferocidad) y en un lapso temporal tan acotado (Harris, 1984; Polly y otros, 1994); además, tampoco se han hallado hasta el momento los restos de los *sitios de matanza* (esto es, los lugares donde los cazadores realizaban la faena de los animales capturados, fácilmente identificables por la cantidad de huesos y otros restos que podían acumular) correspondientes a unos 33 géneros de mamíferos (como camellos y perezosos gigantes) que también se extinguieron en el periodo, por lo que su desaparición no se puede atribuir fehacientemente a las prácticas cinegéticas de los cazadores nómadas humanos (Firestone y otros, 2007).

Aparte de estas hipótesis principales, se ha sugerido que, dada la escala del evento y la rapidez de su desarrollo, un brote pandémico o la irrupción de una enfermedad con elevado índice de mortandad pudieron haber provocado la extinción masiva, aunque no se conservan registros de la ocurrencia de acontecimientos semejantes durante este tramo histórico (Polly y otros, 1994; Prado y otros, 2015). Finalmente, una explicación alternativa muy presente en la bibliografía especializada remite a la intervención de un evento extraterrestre como catalizador primario de la ocurrencia y convergencia de los dos acontecimientos más importantes que marcaron el término del Pleistoceno: el interestadial DR y la extinción de la Megafauna. De acuerdo con esta teoría, hace aprox. 12,9 Ka, se produjo el impacto de uno o más objetos de gran tamaño y baja densidad provenientes del espacio exterior, probablemente un cometa, en la atmósfera baja de la región norte de Norteamérica que desestabilizó parcialmente la capa de hielo *Laurentina* (*Laurentide Ice Sheet*, o LIS, en inglés), el principal *inlandsis* ("hielo interior" en danés) o casquete glaciar continental de América del Norte, y desencadenó el episodio de enfriamiento DR, por ello a esta explicación se la denomina como *Hipótesis del Impacto del Dryas Reciente* (YDIH, siglas en inglés de *Younger Dryas Impact Hypothesis*); asimismo, la onda de choque y el pulso térmico del violento impacto habrían provocado una grave perturbación ambiental, por ejemplo, a través de la quema extensiva de biomasa que, a su vez, contribuyó con la extinción de la megafauna y también con los cambios adaptativos que debieron realizar los pobladores paleoamericanos, incluido, en un caso extremo, la desaparición de la cultura Clovis (Firestone y otros, 2007; Kennett y otros, 2009; Jordá Pardo, 2020). A pesar de que se han ofrecido numerosas pruebas que respaldarían la YDIH, ésta ha sido ampliamente rechazada por varias investigaciones sustentadas en distintos argumentos como, por ejemplo, que la hipótesis propone una vaga explicación para procesos complejos que variaron en el espacio y en el tiempo alrededor del mundo, o bien, las dificultades en la identificación, medición e interpretación de la evidencia presentada y la datación exacta de la misma, entre otros (Holliday y otros, 2023).

En concreto, frente a las hipótesis presentadas para tratar de develar los detalles del evento de extinción del Pleistoceno tardío, la mayoría de los estudios han sugerido que la explicación más convincente remite a una

combinación de factores, a saber: el profundo cambio climático inducido por el DR habría debilitado en demasía las posibilidades de supervivencia de la Megafauna al limitar sus fuentes de alimentación y, en simultáneo, la repentina aparición de los grupos de Homo Sapiens, con sus avanzadas armas y técnicas de cacería, la habrían conducido hacia su inevitable extinción (algunas investigaciones han propuesto una inversión de este orden, es decir, los modernos cazadores humanos habrían diezmado la fauna y, de inmediato, la perturbación ambiental del tramo interestadial fríio habría ocasionado su desaparición; aunque, en ambos casos, el resultado final fue el mismo) (Polly y otros, 1994; Prado y otros, 2015; Elías y Schreve, 2016).

Por consiguiente, al fragor de una intensa crisis ambiental y biótica, el Pleistoceno llegó a su fin para dar inauguración al Holoceno, un periodo interglacial plagado de transformaciones y desafíos como nunca se había visto en la extensa historia de la Tierra.

2.4.10 El Holoceno (primera parte)

El *Holoceno* ("enteramente nuevo" en griego) representa la época más reciente, y más estudiada, del desarrollo geológico de la Tierra, se considera que comenzó hace 11,7 Ka y se divide en tres edades: *Groenlandiense* (o Inferior), *Norgripiense* (o Media) y *Megalayense* (o Superior); anteriormente, el Holoceno también era conocido como *Flandriense* (denominación derivada de los sedimentos de transgresión marina hallados en la costa de Flandes, Bélgica) pues, en su calidad de periodo interglacial, una facción de la comunidad científica argumentaba que debía tener el mismo estatus de etapa que los intervalos interglaciales anteriores (vale el recordatorio: Cromer, Holstein y Eem, para el escenario glaciar centroeuropeo; Afton, Yarmouth y Sangamon, para el escenario glaciar norteamericano) y, por ende, incluirse dentro del Pleistoceno, pero esta consideración cayó en desuso al ratificarse la identidad propia de la serie holocena (Walker y otros, 2018; Gibbard y Head, 2020).

Tras la finalización del DR, durante el Holoceno Inferior, se aceleró el proceso de deglaciación y ello impulsó una serie de grandes transformaciones interrelacionadas, como el retroceso de los glaciares, un notorio aumento de la temperatura media global, la subida del nivel del mar, entre otros, que derivaron en una significativa reorganización biótica a escala global, atravesada por picos de extinción de numerosas especies, un proceso de readaptación de las que lograron sobrevivir y una redistribución progresiva de la vegetación y la fauna (Harris, 1984; García Escudero, 2023; Fairbridge, 2025); así, respecto del reino vegetal, valga como muestra la situación que debió atravesar América: durante la última fase glacial, en Norteamérica las enormes masas de hielo y los ambientes árticos ocupaban todo el territorio norte del continente y en sus márgenes se ubicaban vastas zonas cubiertas por la tundra, la taiga y las estepas, mientras que en el sur del continente dominaban los climas templados y subtropicales húmedos o semisecos; empero, tras el apogeo de la deglaciación, la franja de territorio norte despejada de hielos comenzó a cubrirse de bosques templados, praderas y matorrales xerófitos (especialmente adaptados a zonas áridas y desérticas), en tanto que los bosques tropicales empezaron a diseminarse por la franja continental sur; por su parte, en Sudamérica las condiciones fueron similares en intensidad aunque con una dinámica ecológica muy distinta, entretanto que, a la vera del último estadio glacial, las partes bajas del norte y centro del continente se hallaban ocupadas por praderas y sabanas tropicales secas, con la presencia de áreas de selvas húmedas dispersas, al tiempo que la parte sur y las zonas altas de los Andes se encontraban dominadas por glaciares y las regiones intermedias se cubrían de praderas alpinas, pastizales y algunas masas de bosques templados, empero, al fragor de la deglaciación y el aumento de las precipitaciones, empezaron a predominar los bosques tropicales perennifolios, las sabanas y los pantanos gigantes en el centro y norte del continente, estableciéndose diferentes formas de pastizales en las áreas con temperaturas templadas o

frías, mientras que los glaciares se retiraron a una posición permanente en las cúspides de las montañas y el extremo sur del continente (Fairbridge, 2025; Valadez Azúa, 2025). Esta considerable redistribución de la vegetación acaecida en un lapso temporal tan reducido, supuso (aparte de la desaparición de muchas especies de plantas) una importante presión para la fauna y su capacidad de adaptación, y también contribuyó en gran medida a la extinción de la Megafauna del Pleistoceno tardío, como habíamos expresado en el apartado anterior (Berggren, 2015; Elías y Schreve, 2016). De esta manera, la biota moderna superviviente del evento de extinción, incluida una fracción de la antigua megafauna que logró sortear la biocrisis (por ejemplo, bisontes, alces, y unas pocas especies de la familia de los elefantes, hipopótamos y rinocerontes) (Leakey y Lewin, 1997) debió enfrentar una dura prueba de adaptabilidad a un ambiente en plena transición y, en general, experimentó una rápida y progresiva recuperación y expansión, particularmente, aquellas especies más dinámicas y flexibles, tanto en los ecosistemas terrestres como marinos, que aprovecharon el vacío ecológico dejado por la Megafauna, aunque con una gama muy restringida de organismos debido a la inclemencia de un clima todavía gélido y la falta de maduración de los suelos (Blakemore, 2017; Fairbridge, 2025; Valadez Azúa, 2025).

A partir de este periodo de transición, el clima terrestre siguió experimentando, aún en el marco de la condición interglacial cálida y húmeda, importantes fluctuaciones aunque no tan radicales como las ocurridas en el Pleistoceno, sin embargo, el Holoceno también ha sido testigo de eventos y acontecimientos sin precedentes en la historia del planeta, siendo el más destacado, siguiendo la tendencia marcada desde la época anterior, el excepcional desarrollo y proliferación de los Homo Sapiens, cuya influencia ha tenido un impacto directo, profundo y creciente en cada orden de los sistemas físicos terrestres y, fundamentalmente, se ha convertido en la pieza clave de un auténtico cambio de paradigma en la dinámica hegemónica de la Tierra, pero antes de adentrarnos en esta problemática y sus diversos matices, abordaremos con la mayor brevedad posible (haciendo referencia a los hechos y procesos generales más relevantes, que nos permitan construir un panorama integral y comprensible de la cuestión) el progreso que ha experimentado la especie humana durante el Holoceno, siguiendo la periodización empleada en el capítulo anterior (es decir, continuaremos con el desarrollo de la etapa Ágrafa y luego nos introduciremos en las distintas edades de la Historia de la humanidad) y, a la vez, realizando una distinción entre lo acontecido en el Viejo Mundo (Europa, Asia y África, primordialmente) y el Nuevo Mundo (América, exclusivamente), en vista de su desarrollo independiente y en paralelo (al respecto, algunas investigaciones se refieren al desarrollo histórico de América como una "segunda Tierra") (Harris, 1984) hasta su violento encuentro durante la modernidad y posterior avance conjunto, aunque no igualitario, hasta nuestro presente.

2.4.10.1 El Mesolítico y el Neolítico

Volviendo sobre lo mencionado, a pesar de la notable evolución experimentada durante el Paleolítico, el Homo Sapiens, único superviviente del género Homo, mantuvo un modo de subsistencia basado en la caza y la recolección, muy efectivo en su época y que le permitió expandirse por los cinco continentes, pero que, durante los abruptos cambios ambientales ocurridos en la transición Pleistoceno-Holoceno, demostró una gran vulnerabilidad, especialmente, tras la extinción de la Megafauna, su principal fuente de alimentos, y obligó a los humanos modernos a redefinir su forma de existencia. Así se inició el *Mesolítico* ("piedra media" en griego), hace aprox. 10 Ka, y se prolongó hasta hace aprox. 6 Ka (aunque muchos estudios utilizan criterios cronológicos distintos para demarcar su final), que se caracterizó por la diversidad de adaptaciones que debieron realizar los humanos modernos durante el intervalo post-glacial, incluida, una amplia renovación de su tecnología y prácticas de subsistencia (Harris, 1984; Steffan y otros, 2021).

A pesar de la difícil situación, los diferentes grupos humanos pudieron adaptarse positivamente a las desafiantes condiciones ambientales y, si bien siguieron basando su existencia en la práctica de la caza, la pesca y la recolección, supieron refinar sus técnicas, tanto de fabricación de herramientas (por ejemplo, recurriendo al pulimentado de la piedra en lugar del lascado para poder fabricar hachas, muy útiles para cortar la madera de los espesos bosques que habían surgido después de la retirada de los glaciares) como de cacería (donde los perros adiestrados tuvieron un rol preponderante al emplearse como rastreadores para poder localizar y atrapar a las presas cada vez más esquivas que se escondían en bosques y páramos), y aprovechar al máximo las piezas capturadas (nada se desperdiciaba: aprendieron a usufructuar pieles, cueros, tendones, astas, pezuñas, dientes, huesos, etc.) (Steffan y otros, 2021); en este sentido, la principal innovación tecnológica del periodo fue la incorporación de los denominados *microlitos*, artefactos de piedra de muy pequeño tamaño (apenas unos centímetros) y muy variadas formas, que sirvieron de base estandarizada para la elaboración de una amplia gama de instrumentos y herramientas compuestas para múltiples usos (raspadores, puntas, perforadores, proyectiles, arpones, anzuelos, etc.) (Groeneveld, 2017; Dorey, 2020); además, comenzaron a quedarse cada vez más tiempo en los campamentos y formar los primeros asentamientos permanentes, sobre todo en las zonas costeras y los márgenes de los ríos, donde podían conseguir alimentos y recursos varios de manera estable y sencilla (Harris, 1984); este primer acercamiento al sedentarismo, junto con la necesidad de innovar y de ampliar las fuentes de alimentación, estableció los cimientos para el desarrollo gradual de los núcleos urbanos y de la domesticación de plantas y de animales, que, de acuerdo con los hallazgos arqueológicos, podría haber empezado en algunas regiones de Oriente Próximo hace aprox. 8,3-8 Ka (Steffan y otros, 2021; Kiss, 2025c).

Por otra parte, aunque en estrecha relación, durante el Mesolítico también se registraron los primeros espacios dedicados exclusivamente para el entierro de los muertos (los yacimientos se ubican en distintos puntos de Europa), lo cual representa una clara evidencia de la creciente complejización de las relaciones dentro de los grupos humanos primitivos y de una incipiente estratificación social, ya que en estos antiguos cementerios ciertos individuos, que en vida debieron ocupar una posición importante dentro de la comunidad (se ha especulado, en base a los indicios encontrados, que podrían haber sido chamanes o brujos), eran objeto de un cuidado mucho mayor que el resto de los muertos (Steffan y otros, 2021).

El Neolítico

El *Neolítico* ("piedra nueva" en griego) (aprox. 6-3 Ka), a diferencia de los periodos anteriores de la etapa ágrafa, se destaca tanto por la introducción de una nueva tecnología de moldeado y pulimentado de la piedra como por la consolidación y expansión de los métodos de producción de alimentos (la domesticación de plantas y animales) que habían aparecido previamente en el periodo de transición representado por el Mesolítico (Harris, 1984; Groeneveld, 2017; Kiss, 2025c). Durante esta etapa los grupos humanos experimentaron una auténtica revolución en sus creencias, prácticas y modos de subsistencia.

En efecto, para los Homo Sapiens, la adopción de la agricultura y la ganadería supuso un corte decisivo con el modo de vida que habían mantenido durante más de 2 Ma, puesto que, a cambio de la obtención de una fuente estable de alimentos y otros recursos valiosos, tuvieron que abandonar una serie de prácticas y de costumbres ancestrales que los habían definido durante generaciones. En este sentido, las transformaciones fueron numerosas y profundas: los humanos modernos tuvieron que dejar el nomadismo y apostar por el sedentarismo para poder cuidar y aprovechar los beneficios del cultivo y del ganado; tuvieron que reorganizarse para poder cumplir con las tareas que demandaba la actividad agropecuaria (siembra, riego, cosecha, o bien, alimentación, ordeño, faena, etc.); debieron redefinir sus técnicas de construcción para edificar viviendas más duraderas y complejas en razón de la distinta función de cada habitación, y los nuevos espacios relacionados con la actividad (graneros, corrales, etc.); se vieron en la necesidad de agrupar estas construcciones para poder protegerlas mejor de las inclemencias climáticas, de los depredadores naturales y de otros grupos humanos invasores, dando origen a los primeros núcleos urbanos; entre otros (Harris, 1984; Steffan y otros, 2021). Por tanto, durante este periodo las comunidades primitivas se volvieron más complejas, estratificadas, concentradas y estables, tendencia que fue en aumento por causa del crecimiento constante de la población, el esfuerzo por lograr un mayor rendimiento de la producción y la necesidad de más territorios para poder expandir los cultivos y el ganado (Harris, 1984; McHugo y otros, 2019).

Además, se ha sugerido que la incorporación plena de la actividad agropecuaria tuvo un impacto significativo en otras áreas de la producción dado que la acumulación de excedentes de alimentos y la liberación de la preocupación constante por la supervivencia diaria, permitió a los grupos humanos encarar otras tareas, como el refinamiento de los modos de construcción que condujeron hacia los primeros estadios de la arquitectura monumental, con construcciones cada vez más grandes, elaboradas e imponentes, realizadas probablemente con fines religiosos (la célebre estructura megalítica de *Stonehenge*, erigida hacia el 3.100 aC aprox. en Inglaterra, resulta un buen ejemplo de esta tendencia), y también dio un gran impulso a la creación de nueva tecnología y la especialización de la alfarería, la metalurgia, la textilería, etc. (Steffan y otros, 2021).

Las primeras plantas domesticadas fueron los cereales como el trigo y la cebada (presumiblemente por su alta difusión silvestre y elevado valor nutritivo), hace aprox. 8,3-8,1 Ka, en las áreas más fértiles del Oriente Próximo; en cuanto a los animales, las ovejas, las cabras y los cerdos fueron los primeros en ser domesticados hace aprox. 10 Ka en el norte de África y Eurasia; aunque el éxito logrado conllevó a que la práctica de la domesticación se siguiera implementando más allá del periodo con una amplia variedad de plantas (cereales, frutas, hortalizas) y de animales (gallinas, caballos, camellos) (McHugo y otros, 2019; Steffan y otros, 2021). En contrapartida, debe mencionarse que el establecimiento y crecimiento de la producción agropecuaria en escala ascendente se considera el primer impacto antrópico de magnitud en el ambiente ya que, en aras de aumentar las zonas de cultivo y de pastoreo, se incursionó en una deforestación indiscriminada de vastas áreas boscosas y selváticas, lo que en el largo plazo acarreó la aridificación de la tierra y, en consecuencia, el replanteamiento de las técnicas agrícolas utilizadas (López Aguilar, 2021; Steffan y otros, 2021; Fairbridge, 2025).

2.4.10.2 La Edad de los Metales

La *Edad de los Metales*, el siguiente gran periodo posterior a la Edad de Piedra que compone la etapa ágrafa de la historia de la humanidad, remite al desarrollo de técnicas complejas para la manipulación de los metales y las grandes transformaciones sociales, económicas y culturales que esta innovación tecnológica impulsó en el pasado (Kiss, 2025c). Como se mencionó previamente, se divide en tres edades específicas: del Cobre, del Bronce y del Hierro, y lejos de tratarse de una categorización universal, comprende particularmente el desarrollo de determinadas sociedades de Europa, Asia y África (Ibíd.).

La *Edad del Cobre* alude a un vasto periodo que se extendió convencionalmente entre el 6.000 aC y el 2.000 aC, dependiendo de la región y la cultura de que se trate, y que se superpone en gran medida con el Neolítico (la razón estriba en que, mientras algunas sociedades seguían dependiendo de instrumentos y herramientas de piedra, otras ya estaban experimentando con nuevos materiales como los metales), por ello comparten muchos rasgos y características y, de hecho, durante mucho tiempo la Edad fue incluida dentro de este último como una mera extensión del mismo, de allí que también se la conozca como *Calcolítico* ("cobre" y "piedra" en griego) o *Eneolítico* ("cobre" en latín y "piedra" en griego) (Ruz Comas, 2023; Sommer, 2024). Su inicio coincide con el hallazgo de los primeros trabajos de fundición del metal en Anatolia (Asia Menor), alrededor del 6.000 aC, si bien se han descubierto artefactos de cobre más antiguos en el Oriente Próximo que se remontan al 9.000 aC, pero que probablemente fueron realizados "en frío", mediante un proceso de percusión o martillado, y por tanto no se toman en consideración para la demarcación del periodo (Kiss, 2024b).

El cobre fue el segundo metal utilizado luego del oro para la fabricación de objetos y utensilios varios, merced a su gran ductilidad y dureza, especialmente, cuando se producía en aleación con otros elementos como el arsénico (Ibíd.), no obstante, esta dureza aún no llegaba a superar a la de la piedra, que siguió manteniéndose como material predilecto para la fabricación de armas y herramientas, por tanto el cobre se utilizó mayormente para la confección de adornos y decoraciones de alto valor comercial que, a su vez, reflejaban el estatus y poder adquisitivo de su propietario (Ruz Comas, 2023).

Varios estudios han demostrado que la especialización de la alfarería alcanzada durante el periodo (cuya mejor representación corresponde a la llamada *Cultura de los Vasos Campaniformes*, unos recipientes cerámicos con forma de campana invertida que tuvieron una gran difusión en Europa central durante el 3.000 aC) tuvo un rol decisivo en el inicio y expansión entre las sociedades de la época del proceso de fundición del cobre puesto que en los hornos donde se cocía la cerámica nació la metalurgia primitiva, aunque luego esta innovación tecnológica siguió progresando por cuenta propia, a través de

la experimentación con distintos metales y aleaciones (Ruz Comas, 2023; Kiss, 2024b).

La Edad del Bronce

La *Edad del Bronce* se prolongó cronológicamente entre el 3.000 aC y el 800 aC, y se dividió en tres etapas (Antigua, Media y Final), aunque dicha periodización debe adecuarse a las particularidades de cada pueblo localizado en una vasta área de Europa, el norte de África y Oriente Próximo, y se destacó por un gran avance en la industria metalúrgica que posibilitó el descubrimiento del bronce, un metal dúctil, duro y resistente, producto de la aleación entre el cobre y el estaño, con el cual se masificó la fabricación de artefactos de mayor calidad y valor, principalmente armas y herramientas (Kiss, 2025c). Además del hallazgo del bronce, la metalurgia alcanzó un nivel superior de especialización que le permitió desarrollar otras importantes innovaciones en el área de las técnicas de producción, como la utilización de moldes de válvulas, el método de *cera derretida* (una técnica que empleaba dicho material como molde esculpido para la realización de finas esculturas y joyas) y el trabajo con chapas delgadas, que posibilitaron la fabricación en masa de una enorme variedad de objetos estandarizados en distintos tipos de metales (no solamente bronce), tanto para el uso común como artefactos de lujo más elaborados (Barzun y Stig, 2016). Esta ingente producción acaparó los mercados más importantes y coadyuvó en la consolidación de las rutas comerciales que unían los poblados diseminados en gran parte de Europa, Oriente Próximo y África desde el periodo anterior, por las cuales circulaban distintos productos y mercancías, como el estaño, que sólo se podía extraer de unas pocas minas ubicadas en lugares remotos de Europa central y el Lejano Oriente (Barzun y Herrín, 2015).

El nuevo metal favoreció el surgimiento de una de las invenciones más trascendentales de la Edad del Bronce: la *espada*, la primera arma de la historia desarrollada exclusivamente para la lucha entre humanos, puesto que no tenía utilidad como herramienta ni tampoco servía para la cacería, como ocurría con el armamento fabricado previamente (Barzun y Stig, 2016). La creación, y rápida difusión, de la espada derivó en el advenimiento de los primeros guerreros, es decir, los individuos dedicados al combate a tiempo completo, y provocó un cambio radical en las estrategias empleadas en la guerra, aparte de que se convirtieron en objetos que infundían un gran prestigio y también tenían un importante valor simbólico y religioso (Jones, 2023).

Durante la Edad del Bronce, en general, se produjeron grandes cambios sociales, económicos y políticos, y también avances tecnológicos, contándose entre estos últimos, por ejemplo, la invención de las primeras formas de escritura, los grandes sistemas de riego, etc., mientras que entre los primeros se incluyen la conformación de ciudades con alta densidad poblacional, el

surgimiento de la organización estatal, la mayor complejización de las relaciones sociales con una clara diferenciación de clase entre un grupo concentrado de gobernantes y el resto de la población gobernada, y el incremento de los conflictos bélicos, con armamento y tácticas sofisticadas como consecuencia de la creciente rivalidad entre sociedades por el control de recursos estratégicos (tierras, cursos de agua, etc.). Entre las principales civilizaciones que sobresalieron en la Edad de Bronce se encontraban: en la Mesopotamia (aprox. 3.000 aC), los reinos de Sumeria, Acadia y Babilonia; en el norte de África (aprox. 3.100 aC), las primeras dinastías del Antiguo Egipto; en el área del mar Egeo (aprox. 2.000 aC - 1.200 aC), las civilizaciones minoica y cretense; en el Lejano Oriente (aprox. 1.700 aC - 1.500 aC), varias dinastías de la Antigua China (Montagud, 2020; ETECÉ, 2024).

La Edad del Hierro

La *Edad del Hierro* se definió por el gran avance de la metalurgia respecto de las técnicas de fundición y forjado del mineral de hierro, que posibilitaron la producción en masa de armas y herramientas más resistentes y más baratas, que prontamente sustituyeron a los demás metales y la piedra; cronológicamente, se extendió desde el 1.200 aC aprox. hasta el 550 aC, dividido en dos etapas (Edad del Hierro I y II), si bien su difusión fue muy desigual entre las distintas regiones (Montagud, 2019; Gayubas, 2024). En este sentido, durante la Edad del Bronce ya existían los artefactos de hierro pero en escasas cantidades (generalmente, como adornos y artículos pequeños) debido a las dificultades implicadas en su fabricación, esto es, en comparación con el bronce, su fundición requería mayores temperaturas y, por tanto, de hornos mucho más avanzados que los convencionales utilizados hasta el momento; esta desventaja, sumada a la mayor dureza y resistencia del bronce, limitó seriamente su producción; sin embargo, el hierro contaba con la ventaja clave de la abundancia (el hierro se erige como uno de los elementos más comunes del planeta, el cuarto en términos de cantidad de los que integran la corteza terrestre) (Montagud, 2019) y podía extraerse localmente, mientras que el estaño, fundamental para componer el bronce, era muy escaso y sólo se podía importar desde las lejanas minas de Europa occidental y el Lejano Oriente (lo que, aparte de aumentar su costo, implicaba grandes demoras y riesgos durante su traslado); en consecuencia, cuando se perfeccionaron las técnicas de metalurgia y la capacidad térmica de los hornos, aumentó exponencialmente la fundición de hierro y en un corto tiempo reemplazó a los demás metales y la piedra, y se convirtió en el material predilecto para la producción en masa (Tushingham, 2023).

Durante la Edad del Hierro las civilizaciones experimentaron profundas transformaciones sociales, económicas y políticas: el arsenal de hierro incrementó la cantidad y la sofisticación de los conflictos armados y, en particular, otorgó la superioridad militar a muchas sociedades que

emprendieron exitosas campañas de conquista de los pueblos adyacentes carentes de dicha tecnología; por otra parte, las herramientas de hierro (como puntas de arado y hachas) contribuyeron a una notable mejoría de la producción agrícola al reducir los tiempos de labrado y cosecha, y permitir el desmonte de zonas con densos bosques y el trabajo de suelos más duros; asimismo, el comercio creció notoriamente y se formaron nuevos mercados de variados productos, principalmente en torno al Mediterráneo; también el intercambio cultural y de conocimientos aumentó significativamente en consonancia con el mayor volumen del comercio y la conquista de unos pueblos por otros, posibilitando la rápida difusión de innovaciones tecnológicas, ideas religiosas, costumbres ancestrales, etc. (Barzun y Herrin, 2015; Montagud, 2019; Gayubas, 2024). Debemos mencionar, en este sentido, que la actividad productiva durante la Edad del Hierro (y, en general, toda la Edad de los Metales) tuvo un considerable impacto ambiental dado que, por una parte, las fundiciones se multiplicaron por doquier y utilizaban carbón vegetal en grandes cantidades para alimentar el fuego, concurriendo en un notorio incremento de la deforestación y la erosión del suelo; y por otra parte, la minería metalífera provocó una importante contaminación del aire, del suelo y del agua con sustancias tóxicas (Ibáñez, 2014; Fairbridge, 2025).

2.4.10.3 La Edad Antigua y la Edad Media

La invención de la escritura marcó el fin de la Edad de los Metales y, de manera más amplia, de la etapa Ágrafa del desarrollo humano para dar inicio a la *Historia* con mayúsculas, la cual se divide en cuatro grandes periodos: *Edad Antigua*, *Edad Media*, *Edad Moderna* y *Edad Contemporánea*, cada una de las cuales abarca el desarrollo progresivo de un amplio mosaico de eventos y acontecimientos trascendentales del pasado de la humanidad.

La *Edad Antigua* comenzó en el 3.000 aC aprox. en Oriente Próximo y Egipto, y finalizó con la caída del imperio Romano de Occidente en el 476 dC. Este periodo cubre más de tres milenios en el que transcurrieron infinidad de sucesos y acontecimientos, pero se la suele asociar primordialmente con el desarrollo de las grandes civilizaciones del pasado remoto: a) el *Antiguo Egipto*, una de las cunas de la humanidad, fundada en torno al célebre río Nilo (uno de los cursos fluviales de mayor envergadura del mundo) y que se extendió por el noreste de África y Oriente Próximo, donde una larga sucesión de dinastías de faraones gobernaron un vasto pueblo por más de 3.000 años dejando una cultura rica y enigmática, y muchos de los monumentos más grandes e imponentes de la humanidad (como las colosales pirámides y la gran Esfinge); b) la civilización *Mesopotámica*, que abarcó una vasta región del Oriente Próximo con eje en la comunión de los famosos ríos Tigris y Eufrates, y se reconoce como otra de las cunas de la humanidad, donde se levantaron los grandes imperios de Sumeria, Acadia, Babilonia, Asiria y Persia, y se erigieron los cimientos de la cultura, las ciencias y las artes para gran parte del mundo; c) la *Antigua Grecia*, que congregaba a numerosas ciudades-estado (las *Polis*) en los territorios de la península balcánica, Asia Menor y varias islas del mar Mediterráneo, donde floreció el comercio y la cultura alcanzó un esplendor incomparable, con pensadores destacados en todas las disciplinas filosóficas, artísticas y científicas, que marcaron el rumbo de la civilización occidental; d) la *Antigua Roma*, que se convirtió en la unidad estatal más grande de la época, extendiéndose por la mayor parte del mundo conocido (Europa, Asia y África) y donde se construyeron obras monumentales (carreteras, acueductos, anfiteatros, etc.), se multiplicó el comercio y se constituyeron las bases de la cultura y las lenguas romances que perduran hasta nuestros días (Mimenza, 2018; Kiss, 2025d).

De este largo periodo se destacan especialmente dos etapas: la *Antigüedad Clásica*, que comprende el tramo de expansión de la cultura grecorromana entre los siglos V aC y II aC, con su apogeo durante el surgimiento de la República Romana (509 aC) y su transformación posterior en el Imperio Romano (27 aC), además de las conquistas de Alejandro Magno (siglo IV aC); y la *Antigüedad Tardía*, que recorre la decadencia del Imperio Romano desde el siglo II dC hasta el 476 dC (Gayubas, 2025d).

De manera global, durante la Edad Antigua emergieron las grandes civilizaciones antiguas, basadas en una economía de producción de

excedentes agrícolas y el esclavismo, con sistemas políticos predominantemente monárquicos o imperialistas centralizados en grandes complejos urbanos, que se enfrascaron en numerosos conflictos bélicos para conquistar pueblos y territorios, pero que también se destacaron por desarrollar una estructura estatal centralizada, jerárquica y eficaz, donde un pequeño grupo social privilegiado (que por lo general concentraba tanto el poder gubernamental como el religioso) controlaba, mediante leyes y rituales ceremoniales, al resto de la masa social diversa, y que, además, dejaron un legado cultural invaluable en variadas disciplinas, una arquitectura monumental imponente y fueron testigos del nacimiento de algunas de las principales religiones del mundo (judaísmo y cristianismo) (Mimenza, 2018; Kiss, 2025d).

La Edad Media

La *Edad Media* comenzó con la caída del imperio Romano de Occidente, en el 476 dC, y se prolongó, de acuerdo con la opinión dividida de la comunidad académica, o bien hasta el derrumbe del imperio Romano de Oriente (también conocido como imperio Bizantino) en 1453, o bien hasta el denominado descubrimiento de América en 1492. Este periodo se dividió en tres etapas: Alta Edad Media (siglos V-X), Plena Edad Media (siglos XI-XIII) y Baja Edad Media (siglos XIV-XV). Partiendo de la aportación de Gayubas (2025b), la Edad Media se destacó por una serie de características generales centradas particularmente en el devenir europeo:

▪ Fragmentación política y social: la debacle del imperio Romano de Occidente dejó tras de sí una larga época de divisiones y conflictos bélicos entre diversos reinos y pueblos, con breves periodos de estabilidad (por caso, el establecimiento del imperio de Carlomagno en los territorios de Francia y gran parte de Alemania entre los siglos VIII y IX) caracterizados por una fuerte preeminencia del *feudalismo*.

▪ Transformaciones sociales y económicas: paulatinamente el régimen de producción esclavista, base de las civilizaciones antiguas, fue reemplazado por el sistema feudal, conformado por las relaciones entre tres grandes estamentos sociales: la nobleza (la aristocracia terrateniente y militar, dueña de la tierra), el clero (los miembros de la Iglesia, que también poseía tierras) y el campesinado (el resto de la población que vivía y trabajaba en la tierra que no le pertenecía), donde, por un acuerdo tácito de obligaciones mutuas, los señores feudales concedían tierras y protección a los vasallos a cambio de diversas contraprestaciones (el pago de una renta, la prestación de servicios militares y un compromiso de fidelidad). A pesar de la longevidad de este sistema (no exento de conflictos y contradicciones), la progresiva acumulación de poder político y económico hacia el final del periodo de una nueva clase social urbana, la *burguesía*, formada en base a la actividad comercial y los negocios y

sin privilegios de nacimiento, le pondría límites y, a la postre, concurriría en su declive gradual.

▪ El rol central de la Iglesia Católica: habiendo sobrevivido a la caída del imperio Romano de Occidente y tras la conversión de los reinos paganos que habían impulsado dicha caída, la Iglesia Católica se volvió omnipresente en la vida medieval, interviniendo en la política y la cultura (desde la educación a las artes) de manera constante desde los niveles más altos, donde legitimaba el poder de los Reyes en nombre de la providencia, hasta los más bajos, donde mediaba cada aspecto de la relación de la comunidad de fieles con Dios.

▪ Conflictos armados político-religiosos: el nacimiento del *Islam*, la religión monoteísta anunciada por el profeta Mahoma en el siglo VII en la península arábiga, y su excepcional expansión comercial y militar (junto con una importante renovación tecnológica y científica) por el Oriente Próximo, el norte de África y el extremo occidental de Europa, implicó una seria amenaza para los reinos cristianos europeos y la Iglesia Católica, y desencadenó importantes enfrentamientos armados, como las *Cruzadas*, una serie de incursiones militares convocadas por el Papado con el objetivo de recuperar la *Tierra Santa* (Jerusalén y los lugares sagrados donde vivió Jesucristo) del control musulmán, que se extendieron con una gran participación de la nobleza entre los siglos XI y XIII.

Otros acontecimientos relevantes del periodo fueron, además, las sucesivas incursiones de los pueblos nórdicos, comúnmente conocidos como *vikingos*, que se extendieron por los tres continentes (Europa, Asia y África, llegando incluso a América del Norte) durante los siglos VIII-XII con intenciones de rapiña, conquista y comercio; y la pandemia de peste bubónica, la infame *Peste Negra*, que azotó a Europa, el norte de África y varias regiones de Asia durante el siglo XIV, ocasionando el deceso de entre un tercio y la mitad de la población de la época (Mimenza, 2018).

2.4.10.4 El Nuevo Mundo

Desde la llegada de los primeros Homo Sapiens al continente hacia finales del Pleistoceno, el devenir histórico de América se ha desarrollado en paralelo y de forma independiente del Viejo Mundo (por lo menos hasta el inicio de la Edad Moderna), a modo de una "segunda Tierra" de acuerdo con determinados estudios (Harris, 1984), y por tanto ameritaba una periodización distinta y particular, congruente con esta idiosincrasia propia. Al respecto, el modelo de estudio más aceptado y con mayor difusión (aunque no exento de críticas) de la historia de América la divide en dos grandes periodos: el *Paleo-Americano* (con las etapas: Lítico Inferior, Medio y Superior) y el *Neo-Americano* (con las etapas: Arcaica, Formativa, Clásica y Post-Clásica) (Bushnell, 1961; González Arratia, 2010). Vale aclarar que dicha clasificación corresponde al grado de desarrollo cultural logrado por el conjunto de los distintos pueblos americanos en general, en lugar de designar una posición cronológica, dado que aquel no siguió un camino uniforme ni unívoco, sino que cada civilización alcanzó un nivel de desarrollo particular en un lapso temporal específico (García Escudero, 2023).

Antes de introducirnos en el desarrollo de la historia americana antigua, debemos retomar un tópico que habíamos anticipado en un capítulo anterior: el poblamiento de América se presenta como una problemática rodeada de controversias desde hace décadas, con especial atención en dos cuestiones centrales, por un lado, cuándo arribaron al continente los primeros humanos modernos, y por otro, cómo lograron adentrarse en el territorio virgen americano.

Respecto de la primera incógnita, la polémica gira básicamente en torno a dos corrientes en disputa: la primera, ya expuesta, manifiesta que la ocupación del continente comenzó hace aprox. 12-11 Ka y sostiene que la cultura Clovis se erige como la primera expresión concreta de los Homo Sapiens en América y, por esta causa, a dicha explicación se la denomina *Teoría del Poblamiento Tardío* o *Clovis-Primero*; la segunda, argumenta que la cultura Clovis no evolucionó a partir de los humanos modernos que llegaron desde Alaska, sino que ésta fue una cultura autóctona, surgida de una ocupación humana anterior, por ello esta explicación se denomina *Teoría del Poblamiento Temprano* o *Pre-Clovis*, y está respaldada por el hallazgo de una serie de restos fósiles datados con una fecha mucho más antigua que las estimadas para la cultura Clovis, el caso más emblemático, aunque no el único, remite al sitio arqueológico de Monte Verde, ubicado en el sur de Chile, donde se han encontrado restos de estructuras y diversos materiales (huesos de animales, madera, plantas, etc.) que han sido fechados con una antigüedad de aprox. 19-14,5 Ka (González y Alarcón, 2020; Blasco, 2022; García Escudero, 2023; Locks y otros, 2025). Vale mencionar que, a pesar de la validez científica de esta última evidencia, la disputa no se ha resuelto porque los sectores que abogan por la teoría del poblamiento tardío argumentan que dichos asentamientos anteriores a la

cultura Clovis representan una población demasiado escasa y que no creció mucho, mientras que la cultura Clovis, por el contrario, se presenta como una prueba concreta de un poblamiento permanente y exitoso, tanto en número de individuos como en los territorios ocupados, de los primeros Homo Sapiens en el continente (Leakey y Lewin, 1997).

En cuanto a la segunda incógnita, existen varias hipótesis que pretenden darle una explicación aunque son tres las más destacadas: i) la *Teoría Asiática*, postulada por el antropólogo checo Aleš Hrdlička, sugiere que los primeros habitantes de América descienden de poblaciones asiáticas que cruzaron el estrecho de Bering persiguiendo a sus presas cuando éste, durante la última glaciación, se congeló y el nivel del mar era lo suficiente bajo como para permitir incursiones; la prueba que respalda esta teoría se afinca en el parecido físico entre los pueblos inuit de Alaska y el norte de Canadá con los pobladores mongoles y siberianos; ii) la *Teoría Oceánica o Multirracial*, propuesta por el etnólogo francés Paúl Rivet, basada en el origen poli-étnico de los americanos, argumenta que los primeros Homo Sapiens llegaron al continente por distintas vías, siendo el puente terrestre de Bering, por donde ingresaron pobladores mongoles, la principal pero no la única, ya que también arribaron diferentes oleadas de poblaciones australianas y malayo-polinesias por el océano Pacífico, cruzando de isla en isla durante el periodo glacial cuando el nivel del mar no era tan elevado como en la actualidad; iii) la *Teoría Australiana*, defendida por el antropólogo portugués Mendes Correa, estima que en la época glacial, cuando las grandes masas de hielo antártico se extendieron hasta los continentes del hemisferio sur, pobladores aborígenes australianos y neozelandeses, navegando en balsas sencillas, rodearon la Antártida y llegaron a Sudamérica a través de Tierra del Fuego, y la evidencia de ello se fundamenta en las notables semejanzas halladas entre los pueblos indígenas australiano-maoríes y los fueguinos, en cuanto a grupo sanguíneo, palabras comunes, formas craneales, uso de artefactos (como el Boomerang), etc. (González y Alarcón, 2020; García Escudero, 2023). En este caso, la primera teoría se mantiene como la más aceptada y difundida pero esto no implica que se hayan descartado aún las dos restantes.

El periodo Paleo-Americano

El periodo *Paleo-Americano* representa el intervalo histórico de poblamiento del continente, por ello no tiene una fecha de inicio concreta (producto de la polémica que acabamos de mencionar) y se suele convenir en que se remonta a un periodo anterior a los 10 Ka, y se extendió hasta el comienzo del Holoceno, hace aprox. 8-7,5 Ka, cuando, de manera general, grupos dispersos de cazadores y recolectores nómadas comenzaron a expandirse por el territorio americano con patrones y tecnologías similares, fundamentalmente artefactos de piedra desbastada (puntas de proyectil) con la que arremetían contra la Megafauna autóctona (Aceituno y Rojas, 2012; Locks y otros, 2025).

Siguiendo la aportación de García Escudero (2023), el periodo Paleo-Americano comprende tres etapas: i) el *Lítico Inferior* se caracterizó por una ocupación temprana, antes de los 10 Ka que corresponde a la aparición de la cultura Clovis y por ello se trata de un tramo histórico poco conocido, donde se destacan los descubrimientos de yacimientos arqueológicos pre-Clovis como Pikimachay (Perú) y Monte Verde (Chile), con artefactos y restos fósiles datados con una antigüedad de 15-14 Ka; ii) el *Lítico Medio* se situó en torno a los 10 Ka y corresponde al surgimiento de las puntas de proyectil de dos caras de la cultura Clovis, que representan un avance tecnológico importante en comparación con las lascas irregulares y trabajadas por una sola cara de la fase anterior; como habíamos expresado con antelación, la cultura Clovis ocupa un sitio preponderante en la historia paleoamericana y se caracterizó por la presencia de pequeños grupos de cazadores de la megafauna local, principalmente diseminados en el oeste de Norteamérica, aunque también se han hallado restos de su industria en distintos yacimientos de Canadá, México, Guatemala, Costa Rica y Panamá, en los que, además de la clara evidencia de regionalización, se podía observar una evolución de la industria de las puntas para la caza; iii) el *Lítico Superior* se destacó por el florecimiento de una cultura lítica de mayor precisión, de lascas retocadas por ambas caras y microhojas, denominada NANAMT (siglas en inglés de *Northeast Asian - Northwest American Microblade Tradition*, que se traduce al castellano como *Tradición de Microhojas del Noreste Asiático - Noroeste Americano*), que no guardaba relación con ninguna tradición anterior, sino que habría sido la obra de una cultura de origen asiático que llegó al continente americano en un periodo tardío; en este sentido, estas bandas se repartieron por el continente, presentando en cada caso particular una respuesta adaptativa diferente a la diversidad ecológica que los rodeaba y, por ello, recurrieron eventualmente a la pesca, la recolección, la caza, etc.

El desarrollo cultural del periodo también incluye una impresionante producción de arte rupestre, que pervive hasta nuestros días en distintas cuevas y yacimientos arqueológicos repartidos a lo largo del continente (desde el valle de Tennessee en Norteamérica hasta el extremo de la Patagonia en Sudamérica), donde se representan probablemente diversos temas de la vida cotidiana y religiosa de los pueblos paleoamericanos (animales, personas, impresión de manos, figuras abstractas, etc.) pintados en vivos colores merced al uso de pigmentos de origen vegetal, carbón o inclusive sangre de animales, los cuales se estima que fueron producidos hace más de 8,5 Ka, los más antiguos, aunque la tradición se mantuvo hasta fechas mucho más recientes en el Holoceno (Simek, 2021; Román, 2024; Estrada, 2025).

El periodo Neo-Americano: etapa Arcaica

La etapa *Arcaica*, de acuerdo con la evidencia arqueológica, se centra en el desarrollo cultural logrado en dos regiones principales del continente:

Mesoamérica (sur de México y gran parte de Centroamérica), entre el 7.000 aC - 2.500 aC, y *Sudamérica* (la región central de los Andes), entre el 6.000 aC - 1.500 aC (Universidad de Alicante, 2016a). El Arcaico coincide temporalmente con el comienzo del Holoceno y los importantes cambios climáticos que experimentó el continente durante la retirada de los glaciares, por tanto esta etapa se caracterizó por la diversidad de ajustes adaptativos que debieron emprender los distintos contingentes de cazadores-recolectores americanos para sobrevivir a las cambiantes condiciones ambientales (Harris, 1984; Aceituno y Rojas, 2012; Locks y otros, 2025). Las adaptaciones abarcaron primordialmente la búsqueda de fuentes alternativas de alimentos, como la caza de animales más pequeños ante la extinción de la megafauna, la pesca y la captura de moluscos y crustáceos en las costas fluviales y marítimas, y la recolección de una mayor variedad de frutos, raíces y semillas silvestres, lo cual implicó necesariamente la producción de innovaciones tecnológicas acordes con cada nueva tarea y/o ambiente particular; así, la cultura lítica experimentó un gran avance, con útiles de piedra pulida más complejos y de mejor factura, además del uso de otros materiales como madera, hueso, conchas, cañas, cuero y la primera aparición de la cerámica, y con éstos se fabricaron los más diversos artefactos para fines igual de variados, como cestas, machacadores, morteros, lanza-dardos y sus puntas (los denominados *Atlatl*), boleadoras, anzuelos, trampas, utensilios de cocina, objetos decorativos o ceremoniales, etc. (Universidad de Alicante, 2016a; García Escudero, 2023). En este sentido, las adaptaciones a las zonas costeras de ríos, lagos y el mar, donde los alimentos y otros recursos abundaban durante todo el año, permitió que durante esta etapa comenzara una progresiva sedentarización de los pueblos nómadas, el crecimiento poblacional y la construcción de asentamientos permanentes, con edificaciones (viviendas, centros comunales o ceremoniales, etc.) realizadas con materiales más duraderos (madera, adobe o piedra) (LIFEDER, 2023a).

Respeto de la organización social, se ha sugerido que las bandas mantenían la propiedad (la tierra, útiles varios, edificios, etc.) bajo un régimen comunal e igualitario, salvo por la presencia del Chamán, que, merced a su comunicación personal con los seres sobrenaturales, gozaba de ciertos privilegios al practicar la curación de enfermedades, la adivinación, etc.; además, realizaban complejos ritos funerarios y tenían mecanismos particulares para el control de la sobrepoblación (como el infanticidio ceremonial, los sacrificios humanos, o el canibalismo) (Universidad de Alicante, 2016a).

Asimismo, durante el Arcaico se produjeron los primeros intentos de domesticación de plantas y de animales en los dos focos culturales mencionados: a) en las tierras altas mesoamericanas se hallaron vestigios del cultivo de la calabaza (8.000 aC aprox.), de frijoles (8.700 aC - 6.700 aC aprox.) y del maíz (5.500 aC aprox.); b) en los altiplanos de los Andes centrales de Sudamérica se encontraron pruebas del cultivo de quínoa (4.500 aC aprox.) y de algodón (2.500 aC aprox.), además de la crianza de llamas (3.000 aC aprox.) para el transporte y la producción de lana, actividad esta que no tuvo

tanta importancia en la región mesoamericana (García Escudero, 2023; Locks y otros, 2025).

La etapa Formativa

La etapa *Formativa* tuvo tres focos de desarrollo cultural: la región mesoamericana (2.500 aC - 1 dC), la región andina sudamericana (1.200 aC - 100 dC), y entre ambas, el área intermedia (3.200 aC - 300 dC); se dividió en tres periodos (Temprano, Medio y Tardío) y se caracterizó, a grandes rasgos, por la consolidación del sedentarismo (con la consecuente generación de núcleos urbanos y el crecimiento demográfico), una creciente complejización de la organización social y cultural (con una fuerte inclinación hacia la jerarquización y la centralización del poder político), un significativo aumento de la producción agrícola (merced a la implementación de mejoras técnicas como los sistemas de riego, el uso de abonos, el cultivo en terrazas en las laderas de las montañas, la obtención de agua de los acuíferos, etc.), y una importante evolución tecnológica (la industria lítica y la metalurgia experimentaron un notable avance) (Universidad de Alicante, 2015a).

En particular, durante el Formativo tardío (300 aC - 250 dC) se produjeron cambios sociales radicales motivados, probablemente, por el excepcional incremento de la producción agrícola que, por una parte, comenzó a generar excedentes y posibilitó el surgimiento del comercio entre los pueblos; y por otra, favoreció un notorio aumento de la población y, por tanto, del tamaño de las ciudades, que tendieron a expandirse alrededor de los grandes templos religiosos, lo cual acabó por borrar cualquier vestigio del carácter igualitario propio de las pequeñas sociedades del pasado y completar la transición hacia los enormes centros urbanos con una organización social altamente jerarquizada (LIFEDER, 2023a).

Entre los principales exponentes de la etapa Formativa se cuentan: a) la cultura *Valdivia* (3.200 aC - 2.300 aC), ubicada en el área intermedia (la costa de Ecuador), que produjo la cerámica más antigua hallada en el continente americano, a través de complejas técnicas, dando como resultado obras de gran calidad con diseños y decoraciones sofisticadas, tanto para el uso cotidiano como una forma de expresión artística y espiritual (Universidad de Alicante, 2015a); b) la cultura *Olmeca* (1.500 aC - 100 aC), localizada en el área mesoamericana, que se erigió como la primera gran civilización de esta región y tuvo una enorme influencia en las culturas posteriores; en este sentido, su gran población se cimentó en una significativa producción agrícola lograda por las avanzadas técnicas que utilizaba la masa campesina, que vivía en poblados dispersos, mientras que una élite político-cultural ejercía el poder desde exclusivas ciudades con grandes edificios de forma piramidal construidos con adobe y arena; asimismo, se ha reconocido a los olmecas como los mejores escultores precolombinos, debido al extraordinario nivel

técnico y calidad de sus obras, entre las que sobresalieron las colosales cabezas esculpidas en bloques de piedra que alcanzaban los 3 m de diámetro y unas 65 tn de peso (Universidad de Alicante, 2015a; Kiss, 2025b); c) la cultura *Chavín* (1.200 aC - 300 aC), ubicada en el área andina sudamericana, que no constituyó un Estado sino que se manifestó como una cultura unificadora de las distintas sociedades que poblaban la región y tuvo una importante influencia en las civilizaciones posteriores; aparte de destacarse en la alfarería, el tejido de algodón y la orfebrería del oro, la escultura monumental en piedra (obeliscos, dinteles, losas, cornisas) con grabados de personajes con rasgos zoomorfos (de jaguar, águila y serpiente) representó el principal estilo artístico de la cultura Chavín (Universidad de Alicante, 2015a; García Escudero, 2023).

La etapa Clásica

La etapa *Clásica* comprende la continuidad del despliegue cultural iniciado en los dos principales focos de desarrollo del continente: Mesoamérica (1 dC - 1.000 dC) y los Andes de Sudamérica (100 dC - 1.000 dC) (Universidad de Alicante, 2016b); de acuerdo con la aportación de ETECÉ (2025), el periodo se dividió en tres fases (Temprana, Media y Tardía) y se caracterizó fundamentalmente por: i) Una organización estatal compleja, representada por dos modelos distintos (por un lado, un Estado regido por un único gobernante ubicado en la cima de la pirámide social; y por otro lado, un Estado multi-étnico con una organización corporativa en la que los grupos sociales funcionaban como entidades políticas), que se complementaban con diferentes formas de administración burocrática. ii) Una intrincada planificación urbana, donde cada aspecto estaba minuciosamente determinado y la arquitectura monumental era esencial, pues los inmensos templos, santuarios y centros ceremoniales (construidos en piedra sobre sólidos basamentos piramidales posicionados en relación con la ubicación de los astros) dominaban el centro de las ciudades. iii) Una acérrima diferenciación social, la cual se reflejaba en la planificación urbana permitiendo el acceso diferenciado a bienes y privilegios a cada clase en particular, y donde los sacerdotes ocupaban un sitio preferencial, brindando asesoría a gobernantes y militares en múltiples asuntos políticos, económicos y estratégicos. iv) Los distintos sistemas de escritura utilizados por cada civilización, que variaban en complejidad y pudieron registrar una amplia gama de mitos y relatos. v) Las sofisticadas técnicas agrícolas, que proporcionaron una producción abundante para alimentar a una gran población en constante aumento, además de excedentes para el comercio, y la producción artesanal especializada, por intermedio de un importante contingente de artesanos (orfebres, plumarios, escultores) que se dedicaban a elaborar bienes de lujo con técnicas sofisticadas, auspiciados generalmente por la élite gobernante.

Entre las numerosas culturas que florecieron durante el periodo, se destacaron: a) La civilización *Moche* (100 dC - 700 dC), emplazada en el área andina

central de Sudamérica, que estaba conformada por un conjunto de grandes ciudades que continuamente guerreaban entre sí para incrementar sus dominios y, por ello, los núcleos urbanos, además de contar con imponentes edificios ceremoniales de base piramidal y suntuosos palacios, se rodeaban de sólidas fortalezas y murallas. Los moches fueron sobresalientes en la producción de cerámica y de orfebrería de metales preciosos, y también en la navegación mediante unas balsas de gran capacidad de carga y por el desarrollo de un sistema de escritura simple (Universidad de Alicante, 2016b; Kiss, 2025b). b) La cultura *Maya* (2.000 aC - 1697 dC), situada en el área mesoamericana, que se componía de distintas ciudades-Estado independientes (por ejemplo, Palenque, Copan, Tikal, Chichén Itzá, Mayapán) con gobiernos teocráticos (practicaban una religión politeísta con numerosas deidades a las que rendían tributo a través de procesiones, ceremonias, rituales y sacrificios humanos), que compartían una cultura y una lengua comunes pero que competían duramente entre sí. La arquitectura monumental fue uno de sus rasgos distintivos, ya que edificaron en piedra colosales pirámides escalonadas, templos, palacios, observatorios y monumentos finamente decorados, además de importantes obras de infraestructura como calzadas, acueductos, carreteras, etc. Asimismo, desarrollaron un intrincado sistema de escritura de base jeroglífica y un robusto esquema de contabilidad (de base vigesimal y con conocimiento del cero), dispusieron de un calendario muy elaborado y preciso, y acumularon gran cantidad de saberes astronómicos, como los ciclos de la Luna, del Sol, de Venus y de otros cuerpos celestes (Universidad de Alicante, 2016b; Merino, 2024; ETECÉ, 2025).

La etapa Post-Clásica

El *Post-Clásico* (900 - 1521), que, como su nombre indica, corresponde a una continuidad de la etapa anterior, a la vez se instaura como la última etapa del periodo Neo-Americano de la historia del continente antes del conflictivo encuentro con el Viejo Mundo; se divide en dos fases (Temprano, 900 - 1200, y Tardío, 1200 - 1521) y, de acuerdo con la contribución de Kiss (2025a), se destacó por: i) Un auge de la actividad militar y las clases guerreras, lo cual condujo a un significativo aumento de la inestabilidad política, del desarrollo de tecnología armamentística (con la introducción de la metalurgia y de la arquitectura defensiva en base a la construcción de murallas, trincheras, fortines, etc.) y la incorporación de deidades guerreras (como *Quetzalcóatl*, la serpiente emplumada) en reemplazo de los antiguos dioses ligados a los fenómenos naturales (la lluvia, la tormenta), lo que a la postre también derivó en el incremento de los sacrificios humanos ceremoniales. ii) Un rápido desarrollo imperial, en tanto que los pueblos guerreros que obtenían la victoria tuvieron que erigir un aparato estatal capaz de controlar y administrar a los pueblos conquistados, a quienes se imponía el pago de cuantiosos tributos y servicios. iii) Un continuo aumento poblacional, basado en un importante

avance de la tecnología y de la producción agrícola (se estima que las ciudades más grandes albergaron a más de 200.000 habitantes). iv) Una consolidación de los sectores mercantiles, quienes, favorecidos por la expansión de las rutas comerciales y la profundización de las jerarquías sociales, entre otros, lograron enriquecerse e incorporarse a la clase dominante.

Dentro de este marco, el Post-Clásico fue testigo de, aparte del florecimiento de varias importantes civilizaciones, la consolidación de los dos imperios más poderosos que hubiera visto el continente:

A) En el área mesoamericana, el imperio *Mexica* (1325-1521), popularmente conocido como imperio azteca, se estableció por la triple alianza entre las ciudades de Tenochtitlán, Texcoco y Tlacopan tras una cruenta guerra civil, aunque rápidamente la primera se convirtió en el centro del poder político. La sociedad mexica, asentada sobre una enorme población multi-étnica, estaba fuertemente estratificada (coexistían, básicamente, dos clases bien diferenciadas: la nobleza y la masa popular campesina) y practicaba una religión politeísta que, como parte de su cosmovisión, exigía la ejecución de complejos rituales y ceremonias y de un flujo constante de sacrificios humanos. La agricultura representaba una de las bases del imperio y, merced a la implementación de distintas innovaciones técnicas (como las *chinampas*, unos islotes artificiales que permitían el cultivo sobre los lagos y la obtención de varias cosechas al año), ofrecía una gran producción para alimentar a una creciente población y generar excedentes para el comercio; la otra base del imperio era la guerra, por ello desde la infancia los mexicas recibían una instrucción militar y, tras convertirse en feroces guerreros, podían ganar prestigio si se destacaban en los continuos enfrentamientos que el imperio mantenía con los Estados vecinos. En el plano cultural, la sociedad mexica absorbió gran parte de la cultura de los pueblos conquistados y se destacó en la arquitectura monumental y la orfebrería; además, desarrollaron su propio sistema de escritura (que, aparte de ser esencial para la administración del aparato estatal, posibilitó la transmisión de distintas obras de sumo valor cultural como poesías, piezas teatrales, textos históricos y mitológicos, etc.) y un complejo calendario, y acumularon importantes conocimientos de astronomía, herbolaria y medicina (Universidad de Alicante, 2015b; Merino, 2024; Kiss, 2025a).

B) En el área andina sudamericana, el imperio *Tahuantinsuyo* ("tierra de las cuatro regiones" en lengua quechua) (1438-1533), comúnmente conocido como imperio inca, fue la estructura política imperial más extensa del periodo, llegando a cubrir más de 2,5 MKm2 en su fase de mayor expansión militar. La organización social inca se hallaba fuertemente estratificada, con el Inca, soberano descendiente de los dioses, ubicado en la cima, seguido por la nobleza compuesta por sus parientes cercanos y los grupos sacerdotales, y el resto de la población mayormente campesina situada en el estrato inferior. Amén de esta cuestión, la ferviente creencia en la existencia de un lazo de parentesco entre las distintas clases otorgaba un fuerte espíritu comunitario al

imperio, donde cada estrato social tenía asegurada por esta razón una serie de derechos y obligaciones fundamentales. La agricultura intensiva proporcionaba una gran producción de alimentos mediante la utilización de varias innovaciones técnicas (como los sofisticados sistemas de riego y el cultivo en terrazas situadas en las laderas de las montañas) y la ganadería (especialmente llamas y alpacas) contribuía con carne, lana y el transporte de cargas pesadas; por otra parte, el comercio fue muy limitado porque la producción comunal y la administración centralizada del Estado lo volvían prácticamente innecesario. En el plano cultural, aún se encuentra en debate la cuestión sobre si la sociedad inca tuvo un sistema de escritura propio más allá de los *quipus* (un procedimiento mnemotécnico basado en tiras anudadas que representaban resultados y operaciones matemáticas), mientras que, respecto de las expresiones artísticas, los incas se inclinaron más hacia la funcionalidad y la solidez técnica de las obras que por la búsqueda de la belleza o la sofisticación estética, por ello fueron sobresalientes en la arquitectura monumental (por caso, la fabulosa ciudad de *Machu Picchu* -“montaña vieja” en quechua-) y la construcción de obras de infraestructura; asimismo, lograron importantes avances en las técnicas de metalurgia (pudieron fabricar objetos y armas de bronce aunque en pequeña escala), la confección de calendarios y la medicina de alta complejidad (CAS, 2006; Universidad de Alicante, 2015b; Kiss, 2025b).

2.4.10.5 La Edad Moderna

La *Edad Moderna* comenzó, según las distintas corrientes históricas aún en desacuerdo, o bien en 1453 con la caída del imperio Bizantino, o bien en 1492 con el denominado descubrimiento de América, y se extendió hasta el estallido de la Revolución Francesa en 1789; de este modo, en el génesis de la Modernidad reluce el choque entre los dos mundos que se habían desarrollado en aislamiento: el Viejo y el Nuevo, sin embargo, en la periodización histórica tradicional se suele omitir o revelar de manera parcial el destino de América debido al fuerte eurocentrismo de aquella, por tanto trataremos de complementar la descripción convencional de este periodo con una aproximación de los hechos acaecidos también en el continente americano. En este sentido, podemos adelantar que el contraste resulta abrumador pues, mientras que para las corrientes históricas tradicionales la Edad Moderna representa la *Era de la Razón*, una transición del Viejo Mundo desde la oscuridad de la Edad Media hacia el triunfo de la ciencia y el progreso, los trabajos académicos que se ocupan del devenir histórico del Nuevo Mundo durante este periodo develan un panorama contrario y oscuro, atravesado por una catástrofe humanitaria sin precedentes en la historia de la civilización. Respecto de las etapas en que se divide la Edad Moderna, la forma más aceptada remite a los movimientos filosófico-culturales europeos que se sucedieron durante este intervalo: el *Renacimiento* (siglos XV-XVI), el *Barroco* (siglo XVII) y la *Ilustración* (siglo XVIII). Por consiguiente, partiendo del aporte de Gayubas (2025c), la Modernidad se caracterizó por una serie de rasgos fundamentales:

▪ Se produjeron profundos cambios en la cultura y la sociedad occidentales, impulsados principalmente por el desplazamiento de la tradición medieval basada exclusivamente en la figura de Dios hacia una renovada concepción del hombre en el cosmos, la cual coadyuvó en la instalación de los nuevos valores de la razón, la ciencia y el progreso, y cuyos mayores exponentes fueron: a) El *Renacimiento*, un movimiento artístico y cultural que nació en las ciudades de la península itálica y pronto se expandió al resto del continente europeo, caracterizado por el desplazamiento del teocentrismo medieval hacia el antropocentrismo y la revalorización de la cultura clásica grecorromana. b) La *Revolución Científica*, una corriente intelectual, filosófica y cultural que sentó las bases de la ciencia moderna, apelando a los principios del método, la observación y la experimentación en rechazo de las especulaciones dogmáticas antiguas, que produjo notables avances y descubrimientos en distintas disciplinas duras y blandas. c) La *Ilustración*, un heterogéneo movimiento intelectual y político que, desde Francia, Alemania e Inglaterra, afectó el desarrollo del mundo occidental con la introducción de un ideario fundamentado en la razón y el progreso, en desmedro de la superstición, la ignorancia y la tiranía, con importantes alusiones a la libertad, la igualdad, la tolerancia y la búsqueda de la felicidad.

▪ Se manifestó una importante transformación de la Iglesia Católica, afectada en sus fundamentos por estas nuevas corrientes culturales con un fuerte antropocentrismo que impulsaron a la civilización occidental hacia un proceso de creciente secularización, pero sobretodo por el gran desafío que representó el surgimiento de la *Reforma Protestante* en el siglo XVI, el movimiento iniciado en Alemania contra la corrupción del clero que pronto se esparció por el continente y llevó a la división de la institución entre católicos y protestantes, a pesar de la serie de medidas lanzadas para aquietar las protestas que intentaron reestructurar parte del funcionamiento del clero, la denominada *Contrarreforma*. La *Guerra de los 30 años*, que enfrentó a las monarquías católicas y a las que adoptaron el protestantismo durante el siglo XVII, fue una de las peores consecuencias de este cisma, causando la destrucción de cientos de ciudades y millones de muertos.

▪ Se fortalecieron las monarquías europeas, que prontamente evolucionaron hacia el *absolutismo* (una concentración de todo el poder estatal en la persona del rey), y nacieron los Estados modernos, caracterizados por la posesión de un territorio claramente delimitado, una población estable, un gobierno centralizado y una profusa burocracia. Este fortalecimiento, atizado por la difusión del *mercantilismo* (una doctrina político-económica basada en que el mayor beneficio para los Estados consistía en la acumulación de metales preciosos y materias primas, y la búsqueda de una balanza comercial favorable -mayores exportaciones que importaciones- mediante amplias normas proteccionistas y una fuerte intervención estatal), condujo pronto a una feroz competencia por la expansión colonial en los territorios de ultramar, principalmente América, la cual favoreció en un principio a la Corona Española, que estableció un férreo monopolio luego del descubrimiento del Nuevo Mundo, pero que posteriormente acabó en decadencia tanto por deficiencias propias como por la presión de las demás potencias europeas. Esta competencia, además, ayudó a la difusión del ideario moderno, las lenguas europeas y la religión cristiana por gran parte del mundo.

▪ Se expandió y consolidó la *burguesía*, la nueva clase social urbana (ya incipiente al final del medioevo) que no fundamentaba su riqueza en la herencia o en los privilegios de la nobleza, sino en la actividad mercantil y profesional. Si bien el poder político y económico continuaron en manos de la monarquía y la aristocracia durante este tramo histórico, la progresiva acumulación de riqueza e influencia de la burguesía, sobretodo en los albores de la *Revolución Industrial*, acabó volviendo la situación en su favor y precipitó los acontecimientos que pondrían fin al periodo, tras el estallido de la revolución en nombre de los principios políticos ilustrados de libertad, igualdad y fraternidad.

En contrapartida, la Edad Moderna tuvo características muy distintas en América, básicamente porque ésta debió padecer los embates y consecuencias de las decisiones y acciones que las potencias coloniales tomaban en el Viejo Mundo, así que para el continente fue un periodo signado por: a) la pérdida de grandes civilizaciones con avanzados conocimientos y culturas; b) una catástrofe demográfica sin precedentes en la historia de la humanidad; c) la

expoliación de invaluables recursos minerales y agrícolas; d) la implantación de un régimen *colonial-feudal* sustentado en la reducción a la servidumbre de la población americana y la importación de millones de esclavos desde el África (Guerra, 1997; LIFEDER, 2022b). Se ha estimado que, cuando Colón llegó por primera vez a América, en el continente había entre 40 y 60 millones de habitantes, que hablaban alrededor de 1.200 lenguas distintas y se organizaban en sociedades, en muchos aspectos, más avanzadas que las europeas (Merino, 2024), sin embargo, este panorama cambió drásticamente en muy poco tiempo dado que la población nativa americana se redujo de manera brutal por causa de las epidemias provocadas por las enfermedades traídas desde Europa y la sobreexplotación laboral y el maltrato infligido por los conquistadores, pasando, por ejemplo en el caso de México, de unos 25 millones de habitantes en 1519 a apenas unos 700.000 en 1625, es decir, se redujo la población local en un 97% (Sánchez-Albornoz, 2003; Moreno y Ventosa-Santaularia, 2010); en contraposición, para compensar esta mano de obra pérdida y mantener funcionando el sistema de explotación, los esclavos importados desde África en condiciones infrahumanas superaron los 12,5 millones desde 1526 a 1867, destinándose más del 90% a las grandes plantaciones del Caribe y Sudamérica (unos 5,5 millones llegaron solamente a Brasil entre 1540 y 1860) y el 6% a las de Norteamérica (PIIRS, 2021; Mintz, 2022). El sistema de explotación colonial-feudal se mantuvo durante siglos, aún mientras en Europa se realizaban notables descubrimientos científicos y los valores ilustrados de libertad e igualdad se replicaban profusamente en la sociedad, y sólo comenzó a menguar cuando el imperio Español entró en decadencia (a pesar de la implementación en el siglo XVIII de las *Reformas Borbónicas* que intentaron modernizar el aparato estatal y recuperar el control de las colonias) y en el continente se formó un sector social criollo de suficiente magnitud que, alentado por el ideario de la Ilustración, comenzó a cuestionar su relación con la metrópolis, reclamando un mayor reconocimiento y autonomía (sobretodo en el terreno comercial), choque de intereses este que llevó a la independencia de los Estados Unidos en 1776 y que, a la postre, acabó en la conformación de un gran movimiento independentista en el resto del continente (Guerra, 1997; LIFEDER, 2022b).

2.4.10.6 La Edad Contemporánea

La *Edad Contemporánea* comprende el periodo de la historia que empezó con la Revolución Francesa en 1789 y continúa hasta la actualidad, y se ha consignado como una etapa en la que el devenir de la humanidad ha experimentado grandes transformaciones de manera rápida, intensa y profunda; por consiguiente, la innumerable cantidad de eventos y acontecimientos que se han sucedido en este tramo de tiempo tan corto desafía a la imaginación, empero, a grandes rasgos, y basándonos en la aportación de Gayubas (2025a), podemos esbozar sus principales características en los siguientes dominios:

▪ En lo sociopolítico: con la conflagración de la Revolución Francesa se concretó finalmente el derrumbe de los poderes tradicionales, la nobleza y el clero, y la burguesía se consolidó como la clase social dominante; ésta logró conquistar el poder político enarbolando los principios del *liberalismo*, muy influenciado por la Ilustración (el respeto a las libertades individuales, la separación de poderes, el derecho al voto, la igualdad ante la ley, la abstención del Estado en las cuestiones económicas y sociales, entre otros), lo cual, al calor de la Revolución Industrial, acabó cristalizando como sistema socioeconómico hegemónico al *capitalismo*, arraigado en la inviolabilidad de la propiedad privada y la libre competencia en el mercado en base a la oferta y la demanda. De este modo, se constituyó un modelo de Estado y de sociedad fundamentados en la igualdad jurídica más no en la igualdad económica, que raudamente se propagó por el mundo occidental. Sin embargo, en simultáneo, a caballo del excepcional crecimiento del proletariado, también surgieron otras corrientes ideológicas alternativas que comenzaron a luchar por los intereses de la clase trabajadora, la redistribución de la riqueza y una sociedad más igualitaria. Posteriormente, convertidos en grandes movimientos y partidos políticos, estas fuerzas sociales consiguieron grandes transformaciones: el aumento de la participación democrática, la reconfiguración del Estado con una mayor presencia en la sociedad, y la conquista de nuevos derechos en el ámbito económico, social y cultural, además del civil y político. Con la creación de las *Naciones Unidas*, estos derechos y libertades, más otros logrados por los distintos colectivos históricamente relegados (mujeres, niños, personas con discapacidad, entre otros), han sido ratificados por la gran mayoría de los Estados a través de diversos acuerdos internacionales de derechos humanos, con lo cual éstos han asumido el compromiso legal de su resguardo y promoción. A pesar de este progresivo avance, durante el periodo los conflictos sociales no se han detenido, los Estados democráticos han sido cooptados continuamente por regímenes autoritarios, la protección y goce de los derechos humanos ha sido vituperada en innumerables ocasiones, y la discriminación, la desigualdad y la violencia continúan prevaleciendo en vastas regiones del mundo.

▪ En lo geopolítico: la caída del *Antiguo Régimen* (la nobleza y el clero) provocó una paulatina reconfiguración de los poderes globales, caracterizada por una creciente rivalidad militar y económica entre los recientemente fundados *Estados-nación*, las antiguas monarquías que habían sobrevivido a las revoluciones burguesas y los nuevos imperios (especialmente, la Alemania unificada); esta competencia se enfocó en los nuevos dominios coloniales (principalmente África y Asia, aunque también en América Latina, en el ámbito económico) y, atizada por el fervor nacionalista de muchos pueblos, desembocó en la conflagración de la *Primera Guerra Mundial* (PGM). Este conflicto bélico, el primero a escala industrial, dejó millones de víctimas, ciudades destruidas y, tras su finalización, otra reconfiguración del mapa global pues implicó la desintegración de los viejos imperios (Otomano, Ruso, Austro-húngaro y Alemán) en varios nuevos Estados. Los años posteriores a la PGM estuvieron signados por la inestabilidad política y una situación económica dramática, lo cual propició el surgimiento de varios regímenes autoritarios y militaristas (fascismo, nazismo, estalinismo) que a la postre, embriagados en un fervor nacionalista, acabaron desatando una *Segunda Guerra Mundial* (SGM). Este nuevo conflicto, peor que el anterior, dejó decenas de millones de víctimas, países devastados, uno de los peores episodios de genocidio de la historia (el *Holocausto* judío) y el uso por primera vez de armas de destrucción masiva: las bombas atómicas. Tras su culminación, las patentes diferencias ideológicas dentro de la alianza vencedora, esencialmente entre los Estados Unidos y la Unión Soviética, ambas convertidas en super-potencias, provocó que se formaran dos grandes bloques en oposición, uno alineado con el sistema capitalista liderado por los Estados Unidos, y otro con afinidad por el régimen comunista, encabezado por la Unión Soviética, dando inició a la denominada *Guerra Fría*. En paralelo, comenzó un amplio proceso de descolonización que condujo a la creación de numerosos Estados, sobretodo en África y Asia, luego de su independencia de los antiguos imperios coloniales europeos; éstos posteriormente se unieron para tratar de solucionar sus problemas comunes y conformaron el llamado *Tercer Mundo*, un bloque no alineado ni con la facción comunista ni con la capitalista que pretendía mantenerse neutral pero que aún lidiaba con las dificultades para liberarse de los antiguos lazos coloniales. Durante casi medio siglo la Guerra Fría mantuvo al mundo en vilo (especialmente por los múltiples conflictos armados que ambos bloques patrocinaron en distintas partes del mundo), hasta que finalmente la Unión Soviética acabó desmembrándose en múltiples Estados independientes, con lo cual el sistema capitalista se volvió hegemónico nuevamente y los Estados Unidos se convirtieron en el único líder global. No obstante, el resurgimiento de la República Popular China (RPC) como una potencia económica y militar de orientación comunista ha comenzado ha poner en cuestión el liderazgo de los Estados Unidos, llevando a que ambos se enfrenten en el ámbito comercial y tecnológico, acrecentando las posibilidades de que en el largo plazo se vuelva a un estado de polarización política e ideológica del mundo.

▪ En lo económico: con el ascenso de la burguesía como clase social dominante, y de la mano del liberalismo económico, el capitalismo se consolidó y expandió en el seno de las sociedades industriales, propiciando grandes cambios económicos. Entonces la *Revolución Industrial*, la producción mecanizada a gran escala que elevó el rendimiento del trabajo al máximo e inundó el mercado de mercancías, entró en una segunda fase (el recambio de las máquinas de vapor a carbón por los motores eléctricos y de combustión interna a gas y gasolina) que, solventado por la implementación de cadenas de montaje y la organización racional del trabajo, facilitó la producción en masa de mercancías estandarizadas y la paulatina aparición de las sociedades de consumo. A nivel global, el capitalismo se abrió paso a la fuerza junto con el colonialismo impulsado por las grandes potencias y pronto se estableció un sistema de división internacional del trabajo, por el cual los países industrializados se convirtieron en productores de manufacturas mientras que los países periféricos (antiguas y nuevas colonias en los demás continentes) se especializaron en la exportación de materias primas; de este modo, se constituyó un modelo de intercambio en el que los primeros compraban materias primas a bajo precio a los segundos y estos últimos estaban obligados a comprar mercancías elaboradas a precios elevados a los primeros, por lo que se generó una excepcional transferencia de riqueza desde la periferia al centro del sistema. Además de sumamente desigual, este modelo resultó ser muy vulnerable ante los desbalances intrínsecos periódicos del sistema capitalista, por lo que las crisis se tornaron cada vez más comunes, de alcance global y con efectos sociales mayores, sobretodo para los países periféricos que cuentan con menores recursos y herramientas para paliar los efectos por su condición de dependencia dentro este modelo. A pesar de estas graves fallas, el sistema capitalista se ha mantenido firme, sobretodo con el ingreso en una nueva fase de la Revolución Industrial caracterizada por la aparición de la tecnología electrónica y robótica, y sólo se vio parcialmente amenazado durante la Guerra Fría, por la expansión de las economías planificadas centralmente desde el Estado, empero, luego de la desintegración de la Unión Soviética se ha fortalecido todavía más y, a la par de una nueva fase de la Revolución Industrial apoyada en la informática y las telecomunicaciones, además de la influencia de la ideología *neoliberal* (una revisión radicalizada de los antiguos principios del liberalismo clásico), avanzó en la integración de los mercados y el afianzamiento de una economía globalizada, caracterizada por el flujo de capitales más allá de las fronteras nacionales y de manera casi instantánea. Luego la explosión de Internet y las *Tecnologías de la Información y la Comunicación* (TIC), especialmente las redes sociales, y el creciente auge de las energías renovables, han llevado a la economía global a un nuevo nivel de expansión, particularmente del sector terciario y los servicios financieros con el surgimiento de las criptomonedas, mientras que la repercusión lograda por la *Inteligencia Artificial* (IA) promete dar paso a una nueva Revolución Industrial, aunque aún persisten las dudas en torno a los beneficios o perjuicios reales que la implementación masiva de esta tecnología podría traer aparejados. Dentro de este gran panorama, la resistencia contra la globalización, el aumento de la producción a costa del medioambiente, la grotesca brecha entre

las élites ricas y los sectores empobrecidos (especialmente exacerbada durante la Pandemia de COVID-19), el consumismo desenfrenado, el desperdicio de los recursos no renovables del planeta, entre otros, se han sumado a las múltiples críticas que históricamente se han esgrimido contra el sistema capitalista, que aún ante estos continuos embates se conserva firme y vigente, disfrutando de una hegemonía indiscutible, aún cuando ninguna de las fallas y críticas en su contra se encuentre siquiera cerca de hallar una solución efectiva.

▪ En lo cultural: la educación, que era una atribución exclusiva de la Iglesia durante el Antiguo Régimen, se convirtió progresivamente en un derecho fundamental y los sistemas educativos se constituyeron en uno de los pilares de los Estados-nación, ocupándose de funciones esenciales como la formación de ciudadanos, la transmisión de valores nacionales, la instrucción de trabajadores, entre otras; así, a pesar de las críticas esgrimidas recurrentemente contra la escuela y los sistemas educativos, los niveles de alfabetización, de conocimiento y de cultura general de la población mundial se encuentran en los valores más altos jamás alcanzados por la humanidad. Por otra parte, las artes han evolucionado a la par del surgimiento de los distintos movimientos de vanguardia (se han creado obras de altísima calidad en todas las disciplinas posibles) y la cultura, en general, se ha diversificado y masificado de manera espectacular tanto por causa de la innovación tecnológica (que posibilitó el nacimiento de la industria del cine y la música, y posteriormente de la televisión, los espectáculos multitudinarios -artísticos, deportivos-, los videojuegos y la Internet) como por la amplitud de los intercambios que se han dado entre las diferentes culturas y tradiciones en un mundo cada vez más interconectado. Al respecto, se ha sugerido que la simiente de esta explosión artístico-cultural se remonta a que la separación entre Estado e Iglesia procuró que la sociedad se liberara de muchos preceptos morales y dogmáticos, y que el arte abandonara los ámbitos académicos o religiosos para convertirse en parte de la sociedad de consumo; y si bien este proceso posibilitó que las artes y la cultura llegaran a las masas populares con profusión, también ha sido el centro de debates y críticas en tanto que, en dicho trayecto, se aduce que éstas perdieron su capacidad de elevar las virtudes morales e intelectuales del público, o de erigirse como expresiones auténticas que invitaban a la crítica y la reflexión, para degenerar en mercancías baratas, efímeras, insulsas y descartables producidas por una industria cultural global enfocada más en mantener el status quo vigente y hacer dinero a través del entretenimiento, la distracción y el ocio de las masas, que en el enriquecimiento de la humanidad y del acervo cultural mundial.

▪ En lo tecnológico: ningún otro periodo de la historia humana ha experimentado una transformación tecnológica tan grande, intensa y acelerada. La Revolución Industrial cambió la escala de la producción y elevó el rendimiento del trabajo humano al máximo previsible. En materia energética, tras milenios de empleo de fuentes básicas y limitadas, se ha desarrollado una variada matriz energética mucho más eficiente y confiable, basada en la electricidad, los combustibles fósiles, la energía atómica y las fuentes

renovables, entre otras, que ha posibilitado la construcción de grandes obras de infraestructura, la expansión global de la agroindustria, una renovación constante de la producción industrial, una mejora notable de la condición de las ciudades y los hogares, y un avance excepcional de los medios de transporte terrestre, marítimo y aéreo, y aún de los viajes espaciales. Asimismo, la conformación de una comunidad científica y académica amplia, diversa y global ha promovido un progreso extraordinario en todas las disciplinas y que se consigan objetivos otrora impensables (como la división del átomo, la exploración genética, la llegada a la Luna, la robótica avanzada, la IA, entre muchos otros). Especialmente, el impresionante desarrollo de las ciencias médicas, junto con el mejoramiento constante de la producción de alimentos y las grandes campañas de salud pública, ha facilitado que la población mundial crezca hasta niveles inimaginables (los seres humanos ya superaron la cantidad de 8.000 millones en el planeta) y que la vida humana se extienda hasta su máximo fisiológico posible, tanto en términos de cantidad de años vividos (se han vuelto comunes las personas *centenarias* -de entre 100 y 109 años- y *super-centenarias* -de más de 110 años-) como de calidad y pleno disfrute de los mismos. Sin embargo, esta arrolladora marcha tecnológica conlleva un aspecto negativo y peligroso: la fabricación de armas se ha multiplicado de manera exponencial, incluyendo aquellas consideradas de destrucción masiva, que literalmente pueden destruir a la humanidad entera; además, en el ámbito civil, el sector privado ha desarrollado innovaciones de peligrosidad desconocida y con el potencial de desestabilizar la sociedad global (como la IA) o de derribar los pilares de la propia condición humana (como la ingeniería genética en relación con la eugenesia[76] o la clonación);[77] finalmente, gran parte de la evolución tecnológica se ha conseguido a expensas del medioambiente, del sistema climático y de la diversidad biológica natural, generando un impacto devastador, y en muchos casos irreversible, en los sistemas biofísicos del planeta que podrían acarrear efectos impredecibles para la vida en la Tierra en un futuro no muy lejano.

Por otra parte, durante la Edad Contemporánea, América Latina pasó por una serie de importantes cambios sociales, económicos y políticos que, a pesar de la gran diversidad de experiencias que incumben a los distintos Estados latinoamericanos, manifestó como eje central su posición esencialmente subordinada en el ordenamiento mundial. De esta forma, si bien al comienzo de este periodo realizó un significativo avance al lograr la emancipación política, no fue capaz de modificar con la misma eficacia las estructuras económicas y sociales coloniales, es decir, la emancipación no pudo asegurar las condiciones

[76] Por *eugenesia* se entiende a la creencia, refutada por la ciencia, de que la reproducción selectiva de ciertas características humanas hereditarias puede mejorar la aptitud de las generaciones futuras, siendo dicha aptitud el resultado de una visión sesgada de la humanidad vinculada con ideologías de corte racista (NHGRI, 2026).

[77] Por *clonación* se entiende a una variedad de procesos utilizados para producir copias genéticamente idénticas (llamados clones) de un ente biológico (NHGRI, 2019).

necesarias para el logro de un desarrollo independiente y acabó constituyendo una estructura socioeconómica capitalista dependiente y subdesarrollada, en función de los intereses de las clases dominantes locales y de las grandes potencias industriales foráneas (Skidmore y Smith, 1996; Guerra, 1997). Cierto que hubo algunos intentos de revertir esta situación de dependencia, especialmente durante el ascenso en distintas épocas de gobiernos de cuño *populista* o enmarcados dentro de la denominada corriente *post-neoliberal*, pero fueron frustrados, respectivamente, por la imposición violenta de regímenes militares autoritarios, apoyados por los sectores conservadores tradicionales y las potencias industriales hegemónicas (Ibíd.), o por deficiencias y contradicciones intrínsecas en un contexto desfavorable de polarización política (Arenas, 2012; Houtart, 2016). Por consiguiente, durante la Edad Contemporánea, América Latina realizó importantes progresos en materia de participación democrática, en la conquista de derechos humanos, en el acceso de la población de bienes y servicios fundamentales, incluso aportes destacados en el arte, la ciencia y la cultura, pero en base a un desarrollo limitado y ensombrecido por una inestabilidad política recurrente, niveles elevados de pobreza, desigualdad y exclusión, y una estructura productiva primordialmente primaria y extractivista, y con fuerte presencia monopólica, consecuencia de su inserción histórica en situación de dependencia en el sistema económico global.

A través de estas pocas páginas hemos dado apenas un rápido vistazo de la extraordinaria evolución que ha experimentado el Homo Sapiens en el Holoceno, desde una condición de bandas dispersas que durante milenios subsistieron de forma muy básica en la naturaleza virgen, hasta la constitución durante aprox. unos cinco milenios de práctica civilizatoria en una comunidad global de miles de millones con una organización social, cultural, política, económica y tecnológica altamente compleja. De nuevo, se trata de un acontecimiento más que excepcional, nunca visto en la historia de la Tierra, que se establezca una sola especie tan dominante sobre las demás, y sobre los elementos y el planeta, sin embargo, sin desestimar el mérito del Homo Sapiens, la llegada a este fabuloso grado de desarrollo no sucedió en el vacío, sino que las particulares condiciones ambientales y climáticas del Holoceno fueron fundamentales para su logro, como podremos observar a continuación.

2.4.11 El Holoceno (segunda parte)

Tras haber realizado una concisa aproximación a la evolución de los Homo Sapiens durante el periodo, en el presente capítulo analizaremos el desarrollo paleoclimático del Holoceno, haciendo una breve mención de la influencia que ha tenido en el devenir histórico humano a través de las distintas épocas. Respecto de esta cuestión, todavía se mantiene abierto el debate dentro de la comunidad académica acerca del grado de incidencia que la particular disposición climático-ambiental del Holoceno tuvo en el desarrollo de la humanidad, aunque, en general, existe consenso en que, más allá de esta determinación meramente cuantitativa, dichos factores tuvieron una influencia cualitativa en la trayectoria seguida por la civilización humana, en interacción con su idiosincrasia propia, desde sus primitivos comienzos hasta la hiper-complejidad presente (Anguita, 2005; Viñas Rubio, 2012; Scott y Lindsey, 2025); dicho de otro modo, aunque el Homo Sapiens ya había evidenciado un enorme potencial cognitivo y cultural desde el Pleistoceno, fueron las especialmente favorables condiciones bióticas y abióticas del interglacial Holoceno, indudablemente mucho más benignas que las duras circunstancias del periodo glacial anterior y probablemente que otros tramos interglaciales mucho más antiguos, las que permitieron que dichas capacidades eclosionaran en su máxima intensidad (Comellas, 2011; Steffan y otros, 2021).

Volviendo sobre la primera parte de este capítulo, el Holoceno se destaca como un tramo geológico de grandes transformaciones que impulsaron una profunda reorganización biótica a escala global (al respecto, como ejemplo expusimos el modo intempestivo en que se modificó la vegetación de América luego de la deglaciación) y, a pesar de erigirse como un periodo interglacial de relativa estabilidad climática, con una tendencia de aumento térmico generalizado a nivel global y una temperatura media superficial de entre 14-15℃, también se ha distinguido por fluctuaciones entre ambientes más cálidos y húmedos y más fríos y secos con variaciones cíclicas de 1-2℃, aunque éstas nunca han sido tan radicales como las padecidas en el Pleistoceno (Quintero, 2018; Jordá Pardo, 2020). En este sentido, siguiendo la aportación de López Aguilar (2021), a grandes rasgos, la Edad Groenlandiense mantuvo un clima frío (el cual supuso una dura prueba para las capacidades de adaptación de las bandas de Homo Sapiens cazadores y recolectores), el Norgripiense se estableció en un clima cálido y húmedo (en el que surgieron los primeros atisbos de organizaciones sociales complejas) y, finalmente, el Megalayense se ha destacado por una serie de pulsaciones y fluctuaciones climáticas en donde han tenido lugar el apogeo y colapso de las civilizaciones más conocidas de la historia humana (justamente, la demarcación del inicio de esta última edad alude a una intensa sequía de amplio alcance, cuyos efectos se extendieron por unos 200 años, que provocó el derrumbe de civilizaciones y migraciones en Egipto, Grecia, Siria, Palestina, Mesopotamia, el valle del Indo y el valle del río Yangtsé en China) (Amos, 2018).

En vista del importante número de fluctuaciones climáticas del periodo, a continuación analizaremos brevemente las más sobresalientes.

El Óptimo Climático del Holoceno (OCH)

El OCH, también denominado *Hipsitermal*, se extendió aprox. entre el 6.000 aC y el 2.500 aC (aunque dicha datación varía considerablemente entre las distintas fuentes) y corresponde al intervalo cálido durante el cual la temperatura post-glacial alcanzó el máximo del periodo holoceno, para enseguida dar inicio a la larga estabilidad climática que dura hasta el presente con una temperatura promedio de 15 +/- 0,8℃ (Ferná ndez, 1988; Quintero, 2018; Jordá Pardo, 2020). Este evento fue precedido por la erupción de las islas Kuriles (ubicadas al norte de Japón) y la denominada *Fluctuación Misox* (un tramo de rápido enfriamiento global provocado probablemente por la interrupción de la corriente del Golfo a causa de la liberación de grandes volúmenes de agua fría y dulce desde el gran lago Agassiz, en Canadá, formado durante la deglaciación) (López Aguilar, 2021), y se estima que fue producto del forzamiento orbital en correspondencia con los ciclos de Milankovitch (Quintero, 2018). Durante el OCH el aumento de la temperatura (entre 1-2℃ más que en la actualidad) y las precip itaciones propició la aparición de un paisaje de sabana en grandes áreas de África, la formación en el norte del continente de grandes lagos y sistemas fluviales interconectados en las regiones del Sahel y del Sahara (esta última en aquel tiempo albergaba una densa vegetación y grandes manadas de animales de distintas especies, tal como lo demuestra la evidencia geológica y el arte rupestre pintado en las rocas de Tassili n'Ajjer, Argelia), además de un notable aumento de la extensión del lago Chad y del caudal del río Nilo (aprox. el triple de los valores actuales); una situación similar atravesaron las estepas asiáticas, donde los grandes lagos se extendieron por las actuales zonas desérticas del noroeste de la India y de Arabia, y también una significativa porción del continente americano merced al incremento de las lluvias y el caudal de los ríos; entretanto, en Europa, en el 5.500 aC, el aumento del nivel del mar propició la formación del mar Negro cuando las aguas del Mediterráneo ingresaron abruptamente en las tierras bajas tras la apertura del estrecho de Bósforo, Turquía, llegando a inundar además una vasta área de Bulgaria, Rumania y Ucrania; este evento, aparte de las consecuencias ambientales, tuvo importantes repercusiones culturales en las poblaciones del antiguo Oriente Próximo y el Mediterráneo oriental, y muchos estudios han sugerido que pudo haber inspirado el relato mítico del *Diluvio Universal* que se representa en varias importantes civilizaciones (Jordá Pardo, 2020; University of Arizona, 2024). En este contexto de mejoría climática y abundancia, muchas de las grandes civilizaciones de la antigüedad surgieron y florecieron, particularmente en la Mesopotamia y en Egipto (Viñas Rubio, 2012; University of Arizona,

2024). No obstante, el OCH pronto dio paso a una nueva tendencia al enfriamiento global.

La Neoglaciación

Las condiciones inicialmente cálidas del Holoceno fueron interrumpidas en repetidas ocasiones por tendencias al enfriamiento que suelen englobarse bajo el concepto de *Neoglaciación*, definida como la fase climática de la Tierra que se caracteriza por el renacimiento y/o crecimiento de los glaciares, asociado al avance de las capas de hielo entre la fase post-glacial y la actualidad (Fernández, 1988; McKay y otros, 2018). Esta fase no tiene un inicio bien definido, sino que corresponde a un periodo de expansión general de los glaciares, cuya duración se sitúa, o bien hace 3.000 - 2.000 años, o bien abarca los últimos 5.000 - 4.000 años (Kumar, 2011); asimismo, los avances neoglaciales se agrupan en tres intervalos de tiempo: *Neoglacial Temprano* (hace aprox. 4.800-4.100 años), *Neoglacial Medio* (hace aprox. 3.300-2.700 años) y *Neoglacial Tardío* (hace aprox. 800-100 años) (Porter, 2013). La cronología de las variaciones cuasi-cíclicas de las formaciones de hielo neoglaciales se asocia con una variabilidad a escala milenaria, indirectamente forzada, en el transporte meridional de calor superpuesto a la disminución a largo plazo de la insolación estival (Porter, 2013; McKay y otros, 2018).

En particular, el Neoglacial Temprano y Medio estuvieron acompañados de un aumento de las precipitaciones y la humedad, lo que facilitó la regeneración de los glaciares que no habían existido desde la última glaciación (Kumar, 2011). Empero, a nivel global, estas fases de enfriamiento se vincularon con un cambio en las condiciones climáticas hacia una mayor sequedad y una intensificación de la aridez en varias regiones de Asia, América y África (por caso, en este último, significó la pérdida de la vegetación del Sahara y su progresiva transformación en el inmenso desierto del presente) (Jordá Pardo, 2020). Además, junto con la reducción de la temperatura se produjo un pronunciado descenso del nivel del mar y la aparición de numerosas islas (por ejemplo, las Bahamas) y zonas costeras que, aún en nuestros días, se encuentran por encima del nivel del mar (University of Arizona, 2024). Por otra parte, estas condiciones de intensificación de la aridez se han asociado con graves sequías que contribuyeron a la caída del Imperio Antiguo en Egipto y del imperio Acadio en Mesopotamia, así como el nacimiento, apogeo y colapso del gran imperio Neo-Asirio (que dominó un vasto territorio desde el noreste de África hasta el Oriente Próximo), hace aprox. 2.900-2.600 años BP; mientras que, al otro extremo del mundo, en este contexto de bajas temperaturas y sequías surgió en la selva tropical la cultura Olmeca, una de las primeras y más importantes civilizaciones de Mesoamérica (López Aguilar, 2021).

El Óptimo Climático Romano (OCR)

Una nueva tendencia al calentamiento se produjo entre el 250 aC y el 300 dC, propiciando un importante aumento de la temperatura, la humedad y las precipitaciones, que especialmente afectó a la región del Mediterráneo y coincidió con el nacimiento y apogeo del Imperio Romano, de allí su denominación como *Óptimo Climático Romano* o *Periodo Cálido Romano* (Álvarez, 2022; Viñas, 2025). En este sentido, varios estudios han sugerido que este periodo de clima benigno fue determinante para la gran expansión romana, al extender la frontera mediterránea por gran parte del norte de África y la península Ibérica, y generar las abundantes cosechas que posibilitaron el crecimiento del imperio (Viñas Rubio, 2012; University of Arizona, 2024); al respecto, grandes personajes de la época, como el astrónomo y geógrafo Claudio Ptolomeo (siglo II dC) y el escritor naturalista Plinio el Viejo (siglo I dC), dejaron testimonio escrito de las favorables condiciones climáticas que gozó el imperio y de su incidencia en el significativo incremento de la productividad agrícola (Viñas, 2025). Por otra parte, durante este periodo se desarrolló en América la llamada etapa Clásica, que atestiguo el florecimiento de las grandes civilizaciones Maya, Zapoteca y Teotihuacana; por caso, en referencia a esta última, se han hallado registros que sugieren que la construcción de la zona monumental de Teotihuacan, incluida la gran pirámide, en los primeros siglos de nuestra era, estuvo asociada con un aumento de las precipitaciones medias luego de una época marcada por lluvias escasas y un notorio descenso de los niveles del lago Texcoco (López Aguilar, 2021).

Respecto de las causas que motivaron el OCR, aún se encuentran sujetas a revisión, aunque se estima que durante este periodo se produjo un incremento de la actividad solar, dentro de una modesta banda de fluctuación, alcanzando un pico máximo alrededor del 305 dC (Harper, 2017).

La Pequeña Edad de Hielo de la Antigüedad Tardía (PEHAT)

El OCR habría finalizado hacia el siglo IV dC con la llegada de una nueva tendencia al enfriamiento neoglacial que propició el quiebre abrupto de la otrora estabilidad climática, junto con un marcado descenso de la temperatura y aumento de las lluvias que afectaron considerablemente a las cosechas, lo cual fue, de acuerdo con varios estudios, decisivo en conjunción con otros factores sociopolíticos para la caída del imperio Romano de Occidente en el 476 dC (Viñas Rubio, 2012; López Aguilar, 2021; Viñas, 2025). Sin embargo, la PEHAT (LALIA en inglés, siglas de *Late Antique Little Ice Age*) fue un periodo de gran convulsión climática y ambiental que se prolongó entre el 536 dC y el 660 dC (aunque sus efectos se sintieron durante los siguientes 200-300 años), provocando un descenso de más de 2,5℃ de la temper atura media y múltiples impactos a nivel global (Álvarez, 2022; Romero, 2025). Los numerosos

testimonios recogidos durante este periodo mencionan repetidamente la presencia de un "Sol debilitado y sin brillo", un clima gélido, la pérdida de cosechas enteras, hambrunas, enfermedades y conflictos armados, principalmente, en la región del Mediterráneo, con centro en el imperio Romano de Oriente, donde este fenómeno, que fue crítico entre el 536-537 dC, fue seguido por la denominada *Plaga de Justiniano*, una pandemia (probablemente de peste bubónica) que azotó a Europa, Asia y África desde comienzos del 541 dC (durante el reinado en Bizancio de Justiniano I, de allí su nombre) y se cobró la vida de 20-50 millones de personas hasta el 750 dC (Europa Press, 2016; Álvarez, 2022). En este sentido, varias investigaciones han estimado que la PEHAT fue preponderante en el surgimiento de la plaga y, aún, de la caída del imperio Bizantino en el siglo XV, al dar inicio a una cascada de acontecimientos (hambrunas, enfermedades, guerras, migraciones, crisis económicas) que condujeron a su decadencia y posterior derrumbe (Europa Press, 2016; Romero, 2025).

Amén de la debacle producida en el imperio Bizantino, los efectos de la PEHAT se replicaron en distintas partes del mundo generando diversos impactos, como el repunte de la migración de los pueblos germanos y eslavos debido a las inclemencias climáticas que fustigaban el norte europeo; la caída del imperio Sasánida en el Oriente Próximo; el colapso de la dinastía Gupta en la India; una fuerte crisis dentro de la dinastía Sui en China por la pérdida de cosechas debido al significativo aumento de las nevadas y heladas; y el pronunciado declive de las culturas Maya y de Teotihuacan, en Mesoamérica, y de la cultura Moche, en los Andes centrales de Sudamérica, merced a la intensa variabilidad climática, principalmente, una seguidilla de tremendas sequías que afectaron seriamente la producción agrícola que condujo a crisis sociales, guerras civiles y divisiones internas (López Aguilar, 2021; Álvarez, 2022). Paradójicamente, la evidencia manifiesta que la crisis ambiental tuvo efectos positivos en la península arábiga, con una notoria suavización de la temperatura y el aumento de la fertilidad de los suelos, lo cual facilitó las condiciones necesarias (abundantes cosechas y mayor disponibilidad de camellos) para dar inicio a la gran expansión del Islam durante los siglos siguientes, que también se vio favorecida por la fragilidad en que quedaron sumidos los reinos conquistados tras la debacle climática (Europa Press, 2016; Álvarez, 2022). Particularmente, los registros históricos de la época también dejaron testimonio de la irrupción de fenómenos climáticos extremos como el congelamiento del río Nilo en el 829 dC y del mar Negro en el 800-801 dC, que conllevó a la aparición de grandes masas de hielo en el estrecho de Bósforo y el mar de Mármara (actual Turquía) (Yavuz y otros, 2007; McKenzie, 2020; University of Arizona, 2024).

En cuanto a los posibles causantes de la PEHAT, en un primer momento se consideró la alternativa del impacto contra la Tierra de un cometa o asteroide que hubiera elevado hacia la atmósfera la suficiente cantidad de polvo y escombros como para cubrir parcialmente el ingreso de los rayos del Sol, tal como indicaban los testimonios de la época, pero ésta se descartó por no haberse hallado aún un astroblema de las dimensiones suficientes durante el periodo en cuestión (Álvarez, 2022). Por consiguiente, la hipótesis más

aceptada apunta a la ocurrencia de un invierno volcánico prolongado, producido por la erupción de, al menos, tres grandes volcanes entre los años 536 dC y 547 dC, ubicados en distintas regiones del mundo (los posibles candidatos se encontrarían, de acuerdo con la evidencia geológica, en Centroamérica, el Pacífico Sur y el Ártico -en los extremos opuestos de Alaska o Islandia-), los cuales habrían liberado en la atmósfera grandes volúmenes de cenizas y volátiles que, en combinación con un mínimo de insolación y las retroalimentaciones del océano y del hielo marino, coadyuvaron al refuerzo del enfriamiento global (Europa Press, 2016; Zotelo, 2018; López Aguilar, 2021).

El Óptimo Climático Medieval (OCM)

Paulatinamente en el mundo retornó la estabilidad climática y una tendencia al calentamiento se estableció aprox. entre el 900 y el 1300 (vale aclarar que la datación varía entre las distintas fuentes), dando comienzo al denominado *Óptimo Climático Medieval* o *Periodo Cálido Medieval*, un intervalo con un aumento generalizado de la temperatura (aprox. 1℃ por encima del promedio global) y las lluvias que acarreó importantes consecuencias sociales, políticas y económicas a nivel mundial (Apaéstegui y otros, 2014; Álvarez, 2022; University of Arizona, 2024).

Muchos estudios han sugerido que el ascenso térmico medieval benefició a la actividad humana en general y para Europa, en particular, resultó determinante en el curso que siguió su desarrollo, en tanto que las cosechas fueron abundantes (se llegó a cultivar la vid en Inglaterra y el trigo en Noruega), aumentó el comercio marítimo, creció considerablemente la población, se revitalizó la vida urbana y se fortaleció el intercambio económico con el Lejano Oriente a través de la *Ruta de la Seda*; además, continuó la expansión militar, comercial e intelectual del Islam y los temibles hombres del norte, luego conocidos como vikingos, aprovechando el retroceso de los glaciares alpinos y de los mantos de hielo marinos, pudieron colonizar Islandia, Groenlandia y llegar, incluso, a las costas de América del Norte (Zotelo, 2018; Jordá Pardo, 2020). En contrapartida, África experimentó el periodo más seco de su historia entre el 1000 y el 1270 (Álvarez, 2022), situación que también se replicó en el continente americano, con un importante cambio en los patrones de distribución de las precipitaciones en Sudamérica (se establecieron fuertes contrastes entre regiones secas con escasas lluvias y otras con exceso de lluvias, especialmente en la cuenca amazónica) (Apaéstegui y otros, 2014), mientras que en Norteamérica y Centroamérica se produjeron intensas sequías que, de manera no uniforme, afectaron a varias civilizaciones, siendo una de las más golpeadas la cultura Maya dado que, en combinación con la deforestación ocasionada por la actividad humana en la selva tropical, se modificaron los patrones de crecimiento de la vegetación, la distribución de la humedad y la disponibilidad de agua, lo que condujo a la muerte de una considerable porción de la población, una diáspora de los supervivientes hacia

los territorios vecinos y el abandono de muchas ciudades importantes (López Aguilar, 2021).

Aunque todavía se desconocen las causas exactas, la hipótesis más aceptada remite a que el OCM fue originado por un aumento de la actividad solar, observable por la notoria multiplicación de las manchas solares y, por tanto, de la cantidad de radiación recibida en la Tierra (Comellas, 2011; Quintero, 2018).

La Pequeña Edad de Hielo (PEH)

Una nueva fase de neoglaciación tardía se extendió por el Ártico, Europa y Asia (menos notoria en América) entre el 1350-1850, caracterizada por el descenso de aprox. 1℃ de la temperatura media global, invie rnos largos y fríos y veranos cortos y frescos, inundaciones, sequías y fluctuaciones climáticas extremas, y la mayor tasa de crecimiento de los glaciares de los últimos 10 Ka; este periodo se conoce como *Pequeña Edad de Hielo* (PEH) y causó estragos y catástrofes alrededor del mundo (Viñas Rubio, 2012; Zotelo, 2018).

Si bien durante este largo trecho se alternaron condiciones medianamente favorables con otras muy duras, en general durante la PEH se produjeron fenómenos climáticos extremos que afectaron gravemente las cosechas, provocando grandes hambrunas; la actividad agrícola se volvió prácticamente imposible en la región norte de Europa (la vid dejó de cultivarse en Inglaterra, por caso) y varias vías navegables del continente se vieron seriamente afectadas por la presencia de bloques de hielo (por ejemplo, en repetidas ocasiones se congeló el río Támesis que atraviesa Londres), especialmente, el Atlántico Norte, lo que obligó al abandono de las colonias emplazadas en Groenlandia por parte de los vikingos, empero, la mayor calamidad se presentó al principio del periodo, durante el siglo XIV, cuando se desató la infame *Peste Negra*, una pandemia de peste bubónica que azotó a Europa, Asia y el norte de África causando la muerte de entre el 30-60% de la población y a la que la PEH, de acuerdo con varias investigaciones, contribuyó de forma decisiva al facilitar las condiciones de su rápida propagación (Anguita, 2005; Jordá Pardo, 2020).

Más allá de la debacle europea, la inestabilidad climática se replicó en otras partes del mundo ocasionando verdaderas catástrofes: grandes inundaciones en el siglo XIV causaron la muerte de millones de personas en China; en el siglo XIII se desencadenó una intensa sequía en el suroeste de Norteamérica ocasionando que la cultura *Anasazi* (conocida también como *Pueblo Ancestra*l, una de las más importantes de este continente) abandonara sus principales ciudades, y luego otro episodio de sequía aún más largo y severo azotó todo el oeste norteamericano en la transición de los siglos XVI-XVII, erigiéndose como el más grave de los últimos 500 años; una terrible ola de frío fustigo a Islandia a mediados del siglo XVIII provocando el deceso de más de un cuarto del total de la población debido a la pérdida de cosechas y posteriores hambrunas; una

seguidilla de sequías e inundaciones intercaladas mantuvieron en vilo a la capital del imperio Mexica, Tenochtitlán, durante los siglos XIV y XV, y luego, durante el periodo colonial, en varias regiones de Mesoamérica, por esta misma anomalía, menguaron las cosechas y se sucedieron epidemias, escasez y grandes migraciones (López Aguilar, 2021; University of Arizona, 2024). Esta larga cadena de calamidades constituyó un periodo signado por la inestabilidad política, las crisis económicas, la convulsión social y los conflictos armados; por caso, se ha hipotetizado que el apogeo del episodio de histeria social de la *Caza de Brujas* durante el siglo XVI en Europa se originó como parte de la búsqueda de culpables por la continúa pérdida de cultivos y cosechas (Barnadas, 2024), pero, fundamentalmente, se ha sugerido que los terribles efectos en la producción agropecuaria motivados por la PEH, junto con las derivaciones en el comercio y la economía, desempeñaron un papel crucial en la composición del ambiente de agitación social y política que enfrentó a los sectores populares y la clase burguesa contra las monarquías absolutas, lo que a la postre concluyó en la Revolución Francesa, en Europa, y el surgimiento del movimiento independentista en América (Solís, 2020; López Aguilar, 2021; Lozano, 2021).

Distintas investigaciones estimaron que la PEH fue causada por un descenso general de la actividad solar (observable en la determinación de diferentes picos de baja intensidad de la radiación ingresante durante el periodo, como los denominados *Mínimo de Spörer*, entre 1450-1550, *Mínimo de Maunder*, entre 1645-1715, y *Mínimo de Dalton*, entre 1790-1820), así como una disminución de la insolación de origen orbital, en conjunción con un inusual aumento de la actividad volcánica (Comellas, 2011; Viñas Rubio, 2012; Quintero, 2018). Acerca de esta última cuestión, varios volcanes de gran magnitud hicieron erupción durante este intervalo histórico colaborando en el fortalecimiento de las condiciones de neoglaciación a través de la liberación masiva de aerosoles y cenizas en la atmósfera que bloquearon parcialmente el ingreso de la radiación solar, como el Kuwae en el Pacífico Sur entre 1452-1453, el Huaynaputina en Perú en el 1600, el Laki en Islandia entre 1783-1784, y el Tambora en Indonesia en 1815, el cual provocó el célebre *Año sin Verano* de 1816 en el hemisferio norte al desatarse heladas y nevadas en pleno estío, y que también ocasionó serios inconvenientes en el resto del mundo debido al descenso de la temperatura media y una importante merma en el rendimiento de los cultivos (Álvarez, 2022; Barnadas, 2024; González Tomadin, 2025).

El Calentamiento Global (CG)

A partir de 1850 se produjo un quiebre abrupto de la tendencia natural al enfriamiento que se había establecido durante los últimos 300 años y comenzó un rápido proceso de calentamiento global caracterizado por un constante aumento de la temperatura media, el nivel del mar y la concentración de CO2 en la atmósfera que se mantiene hasta la actualidad (Zotelo, 2018; Jordá

Pardo, 2020; Gornitz, 2025). El CG no se ha manifestado de manera uniforme, sino que se pueden distinguir, a grandes rasgos, tres etapas: a) entre 1880 (año en que iniciaron formalmente las mediciones meteorológicas conjuntas a nivel internacional) y 1940 se produjo una recuperación lenta y sostenida de las temperaturas; b) entre 1950 y 1970 se quebró dicha tendencia para dar cabida a un ligero proceso de estabilización y descenso de la temperatura; c) entre 1980 y la actualidad se restableció la tendencia al calentamiento con un incremento acelerado y sostenido de la temperatura; visto de otro modo, durante las dos primeras etapas (1880-1970) la tasa de incremento de la temperatura fue de 0,06℃ por década, pero desde 19 80 en adelante esta tasa aumentó a 0,20℃ por década (este periodo de quieb re de la tasa de aumento del calentamiento se conoce como *Gran Aceleración*, un intervalo en el cual los ecosistemas se modificaron con una rapidez e intensidad sin precedentes debido a los efectos combinados del consumo masivo (sobretodo en los países que integran la *Organización para la Cooperación y el Desarrollo Económico* -OCDE-), el aumento poblacional, el crecimiento económico y la urbanización) (Steffen y otros, 2015); en general, se ha estimado que desde 1880 hasta el presente la temperatura media global de la Tierra aumentó al menos 1,1℃ (Viñas Rubio, 2012; Earth Observatory, 2020; Scott y Lindsey, 2025). A simple vista, un incremento de la temperatura de dicha magnitud no parece significativo pero, por un lado, se requiere una enorme cantidad de calor para calentar todos los océanos, las masas continentales y la atmósfera en dicha proporción, y, como pudimos observar en repetidas ocasiones a lo largo de este trabajo, incluso cambios aparentemente pequeños en las temperaturas medias globales pueden resultar significativos para el sistema climático mundial, especialmente a escala regional (vale recordar que un descenso de la temperatura de la misma magnitud fue suficiente para que la Tierra entrara en la PEH); y por otro lado, el aspecto más preocupante de este aumento de la temperatura radica en lo rápido y abrupto que ha sido, es decir, el calentamiento actual esta ocurriendo mucho más rápido que en cualquier otra época del Holoceno, incluidos los periodos de óptimo climático que abordamos con anterioridad, y probablemente que en cualquier otro momento de los múltiples periodos cálidos interglaciales que se desarrollaron durante gran parte del Pleistoceno (Kennedy y Lindsey, 2018).

Respecto de las causas que motivaron este proceso de CG, la hipótesis más difundida y aceptada argumenta, apoyándose en una sólida base científica, que éste fue provocado por la rápida y masiva liberación de GEI en la atmósfera, principalmente CO2, como producto de la quema de combustibles fósiles iniciada a mediados del siglo XIX en coincidencia con el auge de la Revolución Industrial, lo cual ha impulsado una significativa intensificación del efecto invernadero natural de la Tierra (Jordá Pardo, 2020; López Aguilar, 2021; Gornitz, 2025). Al respecto, se ha acumulado un importante corpus de evidencia científica que, por caso, señala que durante el período 1850-2019, se emitieron un total de 2.390 ± 240 GtnCO2 de origen antropogénico (IPCC, 2021), mientras que se ha estimado que desde 1800 el nivel de CO2 aumentó

entre 100 y 200 veces más rápido que cuando se produjo la deglaciación de finales del Pleistoceno hace entre 17,5-11,5 Ka (Scott y Lindsey, 2025).

Los estudios relacionados con el fenómeno del CG se remontan a los inicios del siglo XIX, cuando varios científicos comenzaron a indagar acerca del enigma que envolvía a la temperatura terrestre puesto que, según los cálculos, ésta debía ser mucho más baja de lo que mostraban los termómetros, y surgió así la hipótesis del *Efecto Invernadero*, a saber: que los gases presentes en la atmósfera estaban reteniendo el calor que ingresaba desde el espacio por intermedio de los rayos solares (tal como explicamos al comienzo de esta obra); y esta hipótesis fue confirmada hacia finales del mismo siglo, señalando además al CO2 como el principal responsable del fenómeno (Thompson, 2019). Durante esta misma época, y en estrecha relación, también empezó a plantearse dentro de ciertos círculos científicos la posibilidad de que el gran proceso de industrialización que se estaba llevando a cabo en el mundo en base a la quema intensiva de combustibles fósiles pudiera modificar el clima global, en dos sentidos esencialmente opuestos: unos sectores argumentaron que los aerosoles producidos por la contaminación subirían hasta las capas más altas de la atmósfera y provocarían un efecto de enfriamiento al reflejar hacia el espacio exterior la luz solar que ingresaba al planeta; mientras que otros sectores explicaron que la emisión de GEI causaría un proceso de calentamiento al reforzar el efecto invernadero natural (Kennedy y Lindsey, 2018; Earth Observatory, 2020). Este debate se prolongó durante gran parte del siglo XX hasta que en las décadas de 1970 y 1980 (tras verificarse efectivamente hacia finales de la década de 1960 que la concentración de CO2 en la atmósfera había aumentado progresivamente desde mediados del siglo XIX) (Vázquez, 2021) la evidencia científica acumulada corroboró que, en efecto, ambos procesos se estaban desarrollando en la atmósfera compensándose mutuamente y, sobretodo, dictaminó que el calentamiento comenzaba a predominar y que sus características específicas demostraban se trataba de un episodio diferente a cualquier otro dado de manera natural; posteriormente, esta tesis se confirmó de manera contundente cuando, al reducirse la cantidad de aerosoles atmosféricos tras la adopción de varias regulaciones vinculadas con el control de la contaminación, disminuyó su efecto compensatorio de enfriamiento y el equilibrio se quebró, por lo que el poder térmico de los GEI, de lenta acumulación y larga pervivencia, empezó a reflejarse en las temperaturas globales, haciendo que éstas se elevaran aceleradamente hacia finales del siglo XX y comienzos del XXI, alcanzando valores récord, como ocurrió con el año 2022, que igualó el quinto puesto entre los años más cálidos jamás registrados, y cuyas mediciones de concentración de CO2 atmosférico advirtieron que se hallaba dentro del rango de los niveles del Plioceno Medio (hace aprox. 3,3-3 Ma), cuando las temperaturas eran entre 2,5-4℃ más elevadas que en el intervalo 1850-1900 y el nivel del mar era entre 5-25 m más alto que en el 1900 (Kennedy y Lindsey, 2018; Earth Observatory, 2020; Gornitz, 2025).

De este modo, el CG experimentado desde mediados del siglo XIX se ha convertido en el centro de una fuerte preocupación para la comunidad

científica, no sólo por el efecto directo que ha tenido en el incremento acelerado de las temperaturas medias globales, sino porque sus consecuencias se han replicado en los demás sistemas biofísicos de la Tierra, dando origen al mentado fenómeno del *Cambio Climático*.

2.4.11.1 El Cambio Climático Antropogénico

Retomando lo expuesto previamente, el CG había capturado la atención de la comunidad científica desde mediados del siglo XIX pero, durante las décadas de 1970 y 1980, los estudios climatológicos comenzaron a observar que sus efectos iban mucho más allá de un incremento de la temperatura media global y se habían replicado a otros sistemas biofísicos terrestres, dando forma a un fenómeno más amplio, que el consenso científico denominó como *Cambio Climático* (CC).

De acuerdo con la *Convención Marco de las Naciones Unidas para el Cambio Climático* (CMNUCC), firmada en 1992 durante la *Cumbre de la Tierra de Río de Janeiro* y que actualmente cuenta con la ratificación de 197 países, el CC representa un "cambio de clima atribuido directa o indirectamente a la actividad humana que altera la composición de la atmósfera mundial y que se suma a la variabilidad natural del clima observada durante periodos de tiempo comparables" (Naciones Unidas, 1992, p. 6); de esta forma, en un hecho sin precedentes, se admitió que el estado presente del clima no podía ser atribuido a causantes naturales como las erupciones volcánicas o los ciclos de la órbita terrestre, sino que era el resultado exclusivo de la actividad antropogénica.

En el centro del concepto de CC se encuentra el fenómeno bien documentado desde el siglo XIX del CG y por ello ambos términos suelen confundirse o ser utilizados de manera indistinta, empero, tal cual indicamos anteriormente, aunque mantienen un fuerte vínculo, ambos remiten a procesos esencialmente diferentes pues el CG comprende el proceso de calentamiento a largo plazo del planeta que se refleja principalmente en el alza continúa de la temperatura media global, mientras que el CC, que incluye entre sus fundamentos al CG, refiere a un proceso mucho más amplio del sistema climático que, además de las mediciones de la temperatura media global, abarca una larga serie de impactos observables en el presente en los distintos sistemas biofísicos terrestres, incluso comprende a aquellos estudios que trascienden el campo de la climatología en vista del entendimiento de que dichos impactos afectan seriamente tanto los ecosistemas y la biodiversidad de la Tierra como los sistemas humanos (económicos, productivos, sociales, culturales, políticos) y la vida de las personas en el mundo (Kennedy y Lindsey, 2018; NASA, 2023b). En lo que sí coinciden ambos conceptos radica en que la liberación masiva y acelerada de CO_2 en la atmósfera, producto de la actividad antropogénica, se erige como la causa principal del CG y el CC, y sus impactos asociados (Earth Observatory, 2020; Orús, 2025), no obstante, los estudios asociados con el CC, sin desestimar aquella premisa, suelen también fijarse en otras actividades humanas que pueden contribuir con la emisión global de GEI, ya sea por acción (liberando directamente CO_2 en la atmósfera), ya sea por omisión (disminuyendo la capacidad de absorción de CO_2 de ciertas fuentes naturales, como la deforestación o la gestión de los suelos, entre otros, y las complejas relaciones que los atañen) (Ares, 2016; Flores, 2022a; Rubio y Calama, 2023).

Por consiguiente, abordaremos brevemente los múltiples impactos que el CC está produciendo en los variados regímenes biofísicos de la Tierra, aclarando que existe un fuerte y complejo vínculo entre éstos y que cualquier cambio en uno de ellos inevitablemente acabará afectando a los demás de maneras muy difíciles de anticipar.

Emisiones mundiales de carbono

Según los datos proporcionados por el último Informe sobre la *Brecha de Emisiones* (EGR, siglas en inglés de *Emissions Gap Report*), publicado en 2025 por el PNUMA (*Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente*), las emisiones globales de GEI alcanzaron las 57,7 GtnCO2e[78] en 2024 (la mayor cantidad jamás registrada), un aumento del 2,3% con respecto a los niveles de 2023 que, a su vez, habían registrado un aumento del 1,6% entre 2022 y 2023; dicho aumento del 2,3% resulta cuatro veces superior a la tasa de crecimiento promedio anual de la década de 2010 (0,6% anual) y se equipara a la tasa de crecimiento promedio anual de la década de 2000 (2,2% anual) (UNEP, 2025), lo cual representa un preocupante retroceso a los niveles de crecimiento de emisiones previos a la firma del *Acuerdo de París* (ADP) de 2015, y refleja lo firme que se ha mantenido la tasa de crecimiento de las emisiones globales de GEI durante las últimas cuatro décadas (valga como muestra que en el año 1990 se emitieron unas 37,9 GtnCO2e, en el 2000 unas 41,8 GtnCO2e, en el 2010 unas 51,6 GtnCO2e y en el 2020 unas 54,5 GtnCO2e) (PNUMA, 2023). El informe señala que el aumento se está produciendo en todos los sectores principales y en todas las categorías, y que, a pesar del papel clave de los combustibles fósiles en el impulso de las emisiones totales, las contribuciones netas de CO2 derivadas del uso de la tierra, el cambio del uso de la tierra y la silvicultura (categoría denominada LULUCF, siglas en inglés de *Land Use, Land-Use Change, and Forestry*) fueron decisivas para el rápido aumento de las mediciones en 2024 ya que aumentaron un 21% en dicho periodo y se erigieron responsables del 53% del aumento general de las emisiones mundiales de GEI, mientras que el CO2 fósil aumentó un 1,1% y fue responsable del 36% del aumento de las emisiones mundiales de GEI (UNEP, 2025).

[78] Miles de millones de toneladas de Dióxido de Carbono Equivalente (CO2e): unidad estandarizada que convierte a un valor común la potencia calorífica de gases como el metano o el óxido nitroso, que calientan la atmósfera mucho más que el CO2, para que su impacto sea comparable.

En cuanto a las emisiones de GEI a nivel país, los miembros del G20,[79] excluyendo a la Unión Africana, representan el 77% de las emisiones globales y aumentaron su contribución un 0,7% en 2024, en tanto que los países menos desarrollados (que incluye a muchos países de la Unión Africana) apenas contribuyeron con el 3% de las emisiones globales totales; dentro del bloque del G20, los 6 mayores emisores totales de GEI fueron China, EEUU, India, la Unión Europea (UE), Rusia e Indonesia, siendo China y la India los que registraron el mayor aumento absoluto en las emisiones totales de GEI (excluyendo la categoría LULUCF), mientras que Indonesia registró el mayor crecimiento relativo en sus emisiones y la UE fue la única que redujo sus emisiones en 2024 (Ibíd.).

Por otra parte, en lo concerniente al nivel de emisiones de GEI y la contribución al CG en términos históricos, el EGR publicado en noviembre de 2023 sostiene que éstos también varían sustancialmente en los diversos países y grupos de países (PNUMA, 2023). De esta forma, tomando en consideración los registros y estimaciones del período 1850-2021, casi el 80% de las emisiones históricas mundiales de CO2 acumuladas a raíz de los combustibles fósiles y el uso de la tierra y la silvicultura, provino de países del G20 (Ibíd.); China, EEUU y la UE fueron quienes más contribuyeron a esa proporción, mientras que los países menos adelantados aportaron apenas el 4%. Asimismo, valga como ejemplo de la disparidad entre países (la cual se vincula directamente con la desigualdad mundial en la distribución de la renta) que a los habitantes de EEUU, que equivalen al 4% de la población mundial, se les puede atribuir la responsabilidad por el 17% del calentamiento global acumulado entre 1850 y 2021, en tanto que a los habitantes de la India, que representan el 18% de la población mundial, hasta el momento sólo les corresponde el 5% del calentamiento en el mismo período (Ibíd.). De manera global, el Informe señala que, en materia de emisiones de CO2 históricas contabilizadas entre 1850 y 2021, EEUU resulta responsable del 19% del total; China del 13%; la UE del 13%; la Federación Rusa del 5%; la India del 4%; los demás miembros del G20 del 25%; el resto del mundo del 16%; y los países menos adelantados del 4% (Ibíd.).

Derretimiento de los glaciares

Las mayores concentraciones de hielo en el planeta se ubican en los polos norte y sur, esto es: en el Ártico y en la Antártida, respectivamente, y también en los glaciares que se alojan en las cadenas montañosas de los continentes, principalmente, el Himalaya, en Asia; los Andes, en América; y los Alpes, en

[79] Creado en 1999, el G20 está integrado por los países del G8 (Alemania, Canadá, EEUU, Francia, Reino Unido, Italia, Japón y Rusia) más la UE, Arabia Saudí, Argentina, Australia, Brasil, China, Corea del Sur, India, Indonesia, México, Sudáfrica y Turquía.

Europa. De acuerdo con la investigación, el nivel de retroceso actual de los glaciares de la Tierra no tiene precedentes en al menos 2.000 años (AEMET-OECC, 2021), y se estima que sólo entre 2000 y 2019, se perdieron unas 267 Gtn de hielo por año en promedio (Llorente, 2021). Las causas de esta debacle responden a la combinación de múltiples fenómenos vinculados con el CC: el aumento de la temperatura mundial ocasionado por el CG; las altas concentraciones de carbono en el aire que se depositan en el hielo en forma de hollín y, al hacerlo más oscuro, aumentan su capacidad de absorción de calor; la liberación de metano desde el permafrost que se ubica en el círculo polar ártico; y la reducción de la capa de ozono que afecta, sobretodo, al polo sur (Ares, 2016). En suma, el derretimiento de los glaciares y mantos de hielo se erige como una problemática altamente preocupante y compleja, que muchos sectores científicos consideran, por lo menos en muchos lugares clave como la Antártida, como “irreversible” (Doyle, 2014).

Los informes especializados advierten que, de mantenerse el nivel actual de emisiones, los glaciares y mantos de hielo continuarán derritiéndose durante las próximas décadas (AEMET-OECC, 2021), lo cual tendría severas consecuencias para la vida en el planeta, principalmente, una considerable reducción de los recursos de agua dulce para una gran parte de la población mundial y un preocupante aumento del nivel del mar a escala global.

Reducción del permafrost

Se denomina *permafrost* al terreno (suelo o roca, junto con el hielo y la materia orgánica que contienen) que ha permanecido a un nivel máximo de 0℃ por lo menos durante dos años consecutivos (IPCC, 2018), aunque en ciertas zonas se ha podido establecer su antigüedad en varios miles de años y llegando a profundidades de más de 1.500 m (Ares, 2016); se localiza exclusivamente en zonas frías y periglaciares (las mayores reservas se hallan en el área circumpolar del Ártico, sobretodo en Canadá, Alaska y Siberia) y, en conjunto, la suma de todas las regiones con permafrost del mundo equivalen a un área de 22 millones de km2 (Smink, 2021).

La importancia del permafrost radica en que encierra, potencialmente, enormes cantidades de GEI debido a la materia orgánica semi descompuesta que contiene, y estos gases están comenzando a liberarse a la atmósfera por causa de su derretimiento acelerado, como consecuencia del CC. La liberación de GEI se produce por la acción de los microorganismos que se encargan de acabar de descomponer la materia orgánica que queda expuesta tras el descongelamiento del permafrost, y de acuerdo al tipo de microorganismo involucrado en el proceso puede liberarse un tipo distinto de GEI: si participan de la descomposición bacterias *aeróbicas* (aquellas que utilizan oxígeno), emitirán como residuo CO2; en cambio, si intervienen bacterias *anaeróbicas* (aquellas que no usan oxígeno), liberarán como residuo metano, el cual posee

20 veces mayor potencial calorífico que el CO2 (Ares, 2016), como habíamos mencionado previamente.

La comunidad científica se encuentra sumamente preocupada porque se calcula que el permafrost del planeta retiene cerca de 1,5 billones de toneladas de carbono (el doble de la cantidad que actualmente contiene la atmósfera) (Smink, 2021), y unas 500 Gtn de metano (Ares, 2016); la liberación de GEI por el descongelamiento del permafrost intensificaría el CC de manera dramática, con consecuencias para el planeta sin precedentes.

Calentamiento de los océanos

La comunidad científica coincide en que el océano se encuentra padeciendo los peores efectos del CC: por un lado, el océano ha absorbido el 90% del calor generado por el CG y, por ello, su temperatura se ha mantenido en alza desde que comenzaron los registros modernos en 1955 (NASA, 2023a); y por otro, por su papel como mayor sumidero de carbono del planeta, ha procesado alrededor del 30% del exceso total de CO2 emitido desde el inicio de la Revolución Industrial (Borunda, 2023).

El océano cubre más del 70% de la superficie del planeta y posee una capacidad de absorción de calor muy elevada, pero esta capacidad se ha visto bajo gran presión debido al impacto del CC y la temperatura media de la superficie de los mares del mundo se ha incrementado aprox. 0,9℃ en contraste con los niveles preindustriales y, para peor, 0,6℃ de este total se ha registrado tan sólo en los últimos 40 años, es decir, con una tasa de incremento alarmante (McGrath y Poynting, 2023). Los últimos 10 años representaron la década más cálida del océano desde el siglo XIX, siendo el 2021 el año más cálido en el océano desde que se tienen registros (NASA, 2023a).

El exceso de calor y energía que acumula el océano está conduciendo a un notable incremento de temperatura con efectos de los que no se guardan precedentes, como el deshielo de los polos, el aumento del nivel del mar, las olas de calor marinas y la acidificación de las aguas, entre otros. Las peores derivaciones de este aumento de temperatura están recayendo sobre la biodiversidad marina, provocando efectos perdurables en la cadena trófica y poniendo en riesgo el sustento alimentario y económico de millones de personas alrededor del mundo que viven de la actividad pesquera (Naciones Unidas, 2023b). Otra problemática, no menos importante, producida por el calentamiento acelerado de los océanos radica en una potencial disminución de su capacidad de absorción de CO2 (McGrath y Poynting, 2023), lo que implicaría que este excedente de CO2 permaneciera en la atmósfera, disparando dramáticamente los valores de calentamiento global que acumula el planeta.

Aumento del nivel del mar

La irrupción del CC está modificando sustancialmente los tiempos y efectos con que se suceden naturalmente las fluctuaciones del nivel del mar (que se desarrollan en periodos de cientos o miles de años) (Efeverde, 2018); así, de acuerdo con los reportes científicos, el nivel medio global del mar aumentó unos 0,2 m entre 1901 y 2018, un incremento superior al registrado por lo menos en los últimos 3.000 años (AEMET-OECC, 2021). El organismo explica que este aumento se debe a la expansión térmica del agua (50%), la pérdida de hielo de los glaciares (22%), la reducción de los mantos de hielo (20%) y los cambios en el almacenamiento de agua terrestre (8%) (Ibíd.). Asimismo, otros estudios estiman que el nivel del mar se incrementa unos 3,4 mm en promedio por año, pero advierten que la tasa de crecimiento se está acelerando (Nunez, 2023).

La continúa subida del nivel del mar tendría graves consecuencias sobre las ciudades costeras del mundo, provocando pérdidas materiales, de vidas humanas y la migración de poblaciones enteras (Nunez, 2023; Sovacool y otros, 2023); incluso, existe la posibilidad que muchos Estados insulares (principalmente, las pequeñas islas ubicadas en el océano Pacífico como Tuvalu, Vanuatu y las islas Fiyi) directamente desaparezcan bajo el agua como efecto del aumento del nivel del mar, debiendo relocalizar a toda su población de miles de habitantes y también abandonar sus bienes materiales y el patrimonio cultural forjado durante varias generaciones (Bullens, 2022).

Alteración de las corrientes oceánicas

La investigación científica ha demostrado que el avance del CC está alterando aceleradamente el delicado equilibrio de las corrientes oceánicas, ya sea aumentando su velocidad en ciertos casos, como las corrientes oceánicas giratorias (Palou, 2022), o, por el contrario, ralentizando su movimiento en otros, como el caso de la corriente de *Circulación de Vuelco Meridional del Atlántico* (AMOC, siglas en inglés de *Atlantic Meridional Overturning Circulation*) (Andrews, 2023). En uno u otro sentido, la causa de esta alteración se vincula, primordialmente, tanto con el continuo aumento de la temperatura de los océanos (McGrath y Poynting, 2023), como con el incremento global de las precipitaciones y el derretimiento progresivo de los glaciares y mantos de hielo, ambos fenómenos que incrementan notablemente el flujo de agua dulce en los océanos y reducen la salinidad media del agua marina a niveles que podrían afectar la velocidad de las corrientes termohalinas o, incluso, lograr que éstas se colapsen (Ares, 2016).

La perturbación del balance entre las corrientes oceánicas por causa del CG podría acarrear consecuencias imprevistas y potencialmente muy perjudiciales

para el mundo, como la generación de cambios abruptos en el clima (CORDIS, 2010), un impacto considerable en la cadena trófica marina (Draghi, 2020), o una afectación de la capacidad de absorción de calor y CO2 de los océanos (Palou, 2022).

Afectación de los regímenes de precipitaciones

El CG tiene una gran incidencia en los patrones globales de precipitaciones dado que, en términos sencillos, el aumento de temperatura provoca que la atmósfera retenga mayor cantidad de agua por efecto de la evaporación y, por ende, también se incremente la probabilidad de lluvias (Simon, 2023); de acuerdo con los cálculos meteorológicos, por cada grado centígrado de calentamiento, el aire puede retener entre un 6% y 7% más de agua (Ibíd.). Asimismo, otras investigaciones han confirmado que el proceso de evapotranspiración, esto es: el proceso combinado de evaporación en la superficie terrestre y de transpiración de la vegetación (IPCC, 2013), ha aumentado a escala global entre 2003 y 2019, y continúa a ritmo acelerado en la actualidad (NASA, 2021a), lo cual ha concurrido en un significativo aumento de los *fenómenos meteorológicos extremos* (FME).

Se define como FME a los eventos climáticos inusualmente severos, frecuentes e inesperados para el clima local (Greenpeace, 2020); entre la diversidad de FME sobresalen por su elevado potencial de daño las inundaciones y las sequías: según los registros de la *Organización Meteorológica Mundial* (OMM), a nivel global desde el año 2000, los desastres vinculados con inundaciones aumentaron un 134% en comparación con las dos décadas anteriores, siendo Asia el continente más afectado en cuanto a pérdida de vidas y bienes materiales; en tanto que, durante el mismo período, el número y duración de las sequías también aumentó un 29%, siendo África el continente más perjudicado (Naciones Unidas, 2023a). De manera general, los informes especializados advierten que, por causa del calentamiento global, los FME podrían crecer en intensidad y frecuencia en todas la regiones (AEMET-OECC, 2021).

Acidificación y descalcificación de los océanos

Los océanos, tal cual se mencionó previamente, son los sumideros de carbono más importantes del planeta y, a lo largo de las distintas eras, han participado del intercambio de CO2 con la atmósfera de manera lenta y gradual, en procesos que podían extenderse durante cientos o miles de años, pero desde comienzos de la era industrial, la actividad humana ha acelerado abruptamente este proceso naturalmente paulatino: en apenas dos siglos los océanos han absorbido alrededor del 30% de todo el exceso de CO2 que la producción

humana ha liberado en la atmósfera (Draghi, 2015). La principal consecuencia de este incremento de CO2 estriba en una creciente *acidificación* de los océanos, que (como pudimos observar en las páginas precedentes) ha sido vinculado en el pasado remoto del planeta con importantes crisis bióticas; de este modo, los registros indican que desde 1750 el pH del agua marina pasó de 8,2 a 8,1 (Ares, 2016), un cambio sumamente abrupto (la escala de pH es logarítmica) en un tiempo tan corto, que ha ocasionado que, desde la década de 1980, el 95% de las aguas superficiales a mar abierto se hayan vuelto más ácidas (Liou, 2022), hasta un 28% según los cálculos más austeros (Borunda, 2023).

La mayor acidez del agua está acarreando una serie de graves inconvenientes para los ecosistemas marinos, como una alteración de los sentidos de varias especies de peces (especialmente la capacidad de percibir estímulos olfativos y auditivos) (Ares, 2016) o una afectación del crecimiento y la actividad reproductiva de las especies por tener que desviar recursos energéticos para poder procesar el exceso de acidez del agua (Liou, 2022), empero, la mayor problemática radica en una severa perturbación del proceso de *calcificación* de varias especies clave de la cadena trófica marina, como el plancton, el coral y los bivalvos (Geo Innova, 2015); la mayor acidez del agua impide que estas especies obtengan el calcio suficiente para crecer y formar los caparazones y conchas que los protegen y permiten sobrevivir (Comisión Europea, 2018; Colombo, 2019), lo que a la postre, según pudimos analizar previamente, también tiene fuertes implicaciones para el ciclo global lento del carbono. En este sentido, la comunidad científica alerta que, de proseguir el nivel de disminución del pH de la superficie del océano, las aguas podrían volverse tan corrosivas como para poner a múltiples especies en extremo peligro, así como a las comunidades humanas que las utilizan como base de su sustento alimentario y económico (Borunda, 2023).

Deforestación

La *Evaluación de los Recursos Forestales Mundiales 2020* (FRA, siglas en inglés de *Forest Resources Assessment*), publicada por la *Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura* (FAO, siglas en inglés de *Food and Agriculture Organization*), indicó que más del 30% de la superficie terrestre se hallaba cubierta por bosques, lo que equivale a unas 4.060 Mha (millones de hectáreas), y que el 54% de esta superficie correspondía sólo a cinco países: Rusia, Brasil, Canadá, China y EEUU (FAO, 2023b). El informe destacó también que, desde 1990, se han perdido unas 420 Mha en todo el mundo (Ibíd.).

La importancia de los bosques radica en que, por un lado, se erigen como gigantes reservorios de carbono: se estima que, a nivel global, la biomasa de la vegetación contiene entre 450 y 460 Gtn de carbono, y que en el suelo de los

bosques se guardan además entre 1.500 y 2.400 Gtn de carbono (Rubio y Calama, 2023); y por otro lado, los sumideros forestales pueden absorber hasta un tercio de las emisiones totales de CO2 (Ibíd.). De este modo, los bosques resultan fundamentales para enfrentar el CC, no obstante, la deforestación sigue siendo uno de los principales problemas de la agenda mundial climática, y en muchos países tropicales se manifiesta como la principal fuente de emisiones de GEI (Ares, 2016; Rubio y Calama, 2023).

De igual manera, el continuo aumento de los incendios forestales también se ha convertido en una gran amenaza: se estima que en las últimas décadas los incendios consumieron más de 3 Mha de bosques al año, lo que representa una cuarta parte del total de pérdidas forestales del período (McCarthy y otros, 2022). En este sentido, se estima que, si bien la producción de los incendios responde a múltiples causas, entre los que la irresponsabilidad humana juega un papel central, el CC está adquiriendo cada vez mayor protagonismo (Borunda, 2020), en tanto que la combinación entre las olas de calor extremo, sequías acumuladas y escasos recursos hídricos conforman un marco propicio para que se dispare la probabilidad de incendios y que éstos sean más intensos, extensos y virulentos (WWF, 2023).

Finalmente, la deforestación también está logrando que se revierta la función aliviadora de los bosques frente al CC dado que éstos, por su causa, están comenzando a emitir más CO2 del que pueden absorber: estudios recientes advierten que en los últimos años por causa de las altas tasas de deforestación y los incendios recurrentes, la Amazonía emitió un 20% más de CO2 a la atmósfera de lo que pudo absorber durante el período 2010-2019 (McGrath, 2021; Palou, 2021). Aunque las investigaciones respecto de esta cuestión todavía no son concluyentes, que el mayor bosque tropical del mundo (representa entre el 4% y 6% de la superficie total de la Tierra) (OTCA, 2023) comience a emitir más GEI de los que puede procesar se ha convertido en una gran preocupación para la comunidad internacional.

Degradación de los suelos

Según la FAO, el primer metro de profundidad del suelo contiene, a nivel global, un estimado de 1.417 Gtn de carbono, casi el doble de lo que alberga la atmósfera, y a mayor profundidad, la cantidad de carbono se multiplica hasta tres veces (FAO, 2023a). La mala gestión de las actividades vinculadas con el suelo lo están convirtiendo en un importante contribuyente del CC puesto que, merced al aumento de la deforestación y las dañinas prácticas de la agroindustria, aporta alrededor del 25% de las emisiones globales de CO2 (Flores, 2022a), básicamente, por la aceleración en los procesos de acumulación y descomposición de materia orgánica que contiene por acción de bacterias que, en contrapartida, liberan en la atmósfera grandes volúmenes de GEI (Ares, 2016).

Los estudios indican que, cada año, se pierden en el mundo unas 24 Gtn de suelo fértil (Naciones Unidas, 2019), principalmente, como consecuencia de la actividad agroindustrial, sin embargo, está pérdida de suelo fértil se vincula cada vez más con la irrupción del CC, por intermedio del constante aumento de la temperatura, la desaparición de biodiversidad, la alteración de los patrones de precipitaciones y la multiplicación de los FME, como las sequías prolongadas, las recurrentes inundaciones y las fuertes descargas fluviales (Comisión Europea, 2023).

Pérdida de biodiversidad

Los estudios indican que, si bien por el momento el número de especies clasificadas oficialmente como extintas por la inestabilidad climática resulta baja (Cabot, 2022), la celeridad con la que avanza el CC se encuentra alterando seriamente a la biodiversidad, especialmente, las evidencias resultan contundentes en relación con la afectación del comportamiento y ciclo vital de las especies animales y vegetales, la abundancia y distribución de las especies, la composición de las distintas comunidades, la estructura de los hábitats, y los procesos ecosistémicos (Comisión Europea, 2023). Además, se deben incluir las muertes masivas de animales y plantas que se derivan directamente de los cada vez más frecuentes FME (sequías, inundaciones, tormentas, olas de calor), los incendios, la acidificación del océano, y otros impactos vinculados con el CC.

Esta alteración en la relación entre los ecosistemas, no sólo se encuentra afectando a especies animales y vegetales (que luchan por adaptarse con la celeridad que imponen los cambios), sino que también podría tener múltiples impactos en el sistema climático y la población humana, desestabilizando la actividad productiva y económica (Guerrero, 2022), y aún provocando crisis sanitarias y de salud, por caso, el aumento de brotes epidémicos por causa del desplazamiento forzado de su ecosistema de origen de vectores de virus peligrosos (como los mosquitos) y animales infectados (Berkley y Hoyer, 2022).

Amén de las severas consecuencias que el CC está provocando en los distintos regímenes geofísicos, los estudios del campo (tal cual mencionamos) también se han enfocado en analizar los profundos impactos que éste se encuentra produciendo en los sistemas humanos y, por caso, el *Quinto Informe de Evaluación* (IE5) del IPCC, publicado en 2014, sentenció que el CC agravaría los riesgos existentes y crearía nuevos riesgos para los sistemas naturales y humanos (IPCC, 2014); múltiples investigaciones han coincidido con estas apreciaciones y por ello el CC ha sido definido por los principales organismos internacionales como un *amplificador y multiplicador de crisis* (Naciones Unidas, 2021a).

Seguidamente presentaremos de manera concisa una serie de áreas especialmente sensibles a los impactos del CC, que mantienen muy preocupada a la comunidad internacional por sus implicancias para los sistemas sociopolíticos y la población mundial. Vale mencionar que estas problemáticas se encuentran interconectadas entre sí, aunque difieren sustancialmente entre y dentro de las regiones, y que la vulnerabilidad humana y de los ecosistemas son también interdependientes, por tanto la pérdida de ecosistemas y sus servicios tienen impactos en cascada y a largo plazo en las personas a nivel global (IPCC, 2022a).

Seguridad alimentaria

Definida por la FAO durante la realización de la *Cumbre Mundial sobre la Alimentación* de 1996 como el estado en el cual todas las personas tienen en todo momento acceso físico, social y económico a suficientes alimentos inocuos y nutritivos para satisfacer sus necesidades alimenticias y sus preferencias en cuanto a los alimentos a fin de llevar una vida activa y sana (Banco Mundial, 2022), la *seguridad alimentaria* se encuentra íntimamente vinculada con los sistemas de producción de alimentos, especialmente, la agricultura que se erige como una de los principales contribuyentes al CG pero también, paradójicamente, como una de sus mayores víctimas (IAEA, 2023). Según distintos estudios, por causa del CC actualmente ya se ha reducido un 5% la productividad de los tres principales cultivos en el mundo: maíz, trigo y arroz (Guerrero, 2022); al respecto, un informe de la NASA proyecta que, para 2030, el rendimiento de los cultivos de maíz disminuirá un 24%, mientras que los de trigo podrían aumentar aprox. un 17% dado que los niveles más altos de CO2 en la atmósfera tienen un efecto positivo en la fotosíntesis y la retención de agua, aunque a menudo este incremento en el rendimiento conlleva una pérdida de valor nutritivo (Gray, 2021). Las causas de esta merma de la producción agrícola son múltiples y se relacionan con el CG, los FME, el aumento de las plagas (cada año destruyen hasta un 40% de la producción global de cultivos y por efecto del aumento de la temperatura podrían propagarse aún más, incluso, hasta regiones del Ártico) (Naciones Unidas, 2021b), y aún de fenómenos ligados con la pérdida de biodiversidad, por caso, la desaparición de diferentes especies de insectos polinizadores, de los cuales dependen más de dos tercios de los cultivos de todo el mundo (Cwienk, 2022). La cuestión más preocupante del asunto estriba en que, según la investigación, no se trata de eventos aislados o temporales, sino que el CC está ocasionando que el descenso de la producción agrícola y las pérdidas de cosechas se vuelvan eventos habituales y simultáneos, y que estas fallas en los principales graneros del mundo (América, Europa y el este de Asia) aumenten en frecuencia y magnitud, provocando, a su vez, interrupciones en las cadenas de suministros, escasez de alimentos y picos de precios en los mercados (Actis,

2023a), en un contexto marcado por un incremento continúo de la demanda global de alimentos como corolario del fenómeno de la superpoblación.

En la actualidad, la seguridad alimentaria constituye un serio predicamento para varias poblaciones del mundo: en 2022 unas 735 millones de personas (casi la décima parte de la población mundial) se hallaban en estado de hambre crónica, y unas 2.400 millones de personas (un tercio de la población mundial) padecieron de inseguridad alimentaria de moderada a grave (Naciones Unidas, 2024), y los informes del *Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo* (PNUD) advierten está situación podría empeorar por motivo del CC, que afecta el acceso a los alimentos, su producción de forma estable y, por ende, impide mantener hábitos alimentarios, así como prácticas de cuidado y salud, sobretodo, en las poblaciones más vulnerables (Vives, 2021).

Seguridad hídrica

Definida como aquella que garantiza agua suficiente en cantidad y calidad para los diversos usos, a precios asequibles y en equidad, así como la protección de las personas y sus bienes ante fenómenos hidrometeorológicos extremos (Martínez-Austria, 2023), la *seguridad hídrica*, ante la intensificación del CC, se encuentra atravesada por un doble desafío: por un lado, se espera un incremento significativo de la escasez ya que el CG elevará las tasas de evaporación de los suelos y de las superficies del agua, lo que también supondrá un aumento de las necesidades de agua para los cultivos y una intensificación de la demanda de agua para refrigeración por parte de las personas como contramedida para paliar las elevadas temperaturas; y por otro lado, se anticipa un abastecimiento variable e impredecible, derivado del incremento de la frecuencia e intensidad de las sequías y de las inundaciones, que además provocarán una contaminación y pérdida de calidad de las reservas existentes, así como importantes daños en bienes, servicios e infraestructuras (Sadoff, 2023).

De este modo, se prevé que el CC pondrá una presión excesiva sobre los recursos hídricos existentes porque, como anticipan varios estudios, durante la próxima década se espera que la demanda supere en un 40% a la oferta disponible debido al aumento de la población mundial (González, 2023a).

Desastres socionaturales

Se trata alteraciones graves del funcionamiento normal de una comunidad o una sociedad debido a los fenómenos físicos peligrosos que interactúan con las condiciones sociales vulnerables (de aquí la nueva conceptualización que ya no los define como meramente “naturales”), dando lugar a efectos humanos,

materiales, económicos o ambientales adversos generalizados que requieren una respuesta inmediata a la emergencia para satisfacer las necesidades humanas esenciales (IPCC, 2018); de este modo, la combinación entre comunidades vulnerables, donde subsisten importantes impulsores del riesgo como degradación ambiental, pobreza y desigualdad, desarrollo urbano deficiente, o gobernanza débil, entre otros, y la irrupción de fenómenos naturales como huracanes, terremotos, sequías, tornados, etc., produce consecuencias terribles para dichas comunidades dando pie a los desastres, que, de acuerdo con la investigación, están siendo exacerbados por los diversos efectos del CC.

A nivel mundial, entre 1998 y 2017 los desastres climáticos y geofísicos le costaron la vida a 1,3 millones de personas, pérdidas económicas directas por más de 2.900 millones de dólares y unas 4.400 millones de personas heridas, desplazadas, sin hogar o que necesitaron asistencia de emergencia, destacándose que un 77% de dichos eventos tuvieron un origen climático (Villalba, 2022). Por su parte, el *Informe de Evaluación Global 2022* publicado por la *Oficina de las Naciones Unidas para la Reducción del Riesgo de Desastres* (UNDRR, siglas en inglés de *United Nations Office for Disaster Risk Reduction*) reveló que en los últimos 20 años se produjeron entre 350 y 500 desastres de mediana y gran escala cada año, y prevé que este índice podría incrementarse impulsado principalmente por el riesgo cada vez mayor que representan los FME derivados del CC (Naciones Unidas, 2022).

Refugiados climáticos

La *Oficina del Alto Comisionado de las Naciones Unidas para los Refugiados* (ACNUR) informó que en 2018 la población desplazada por la fuerza en el mundo alcanzó el récord de 70,8 millones de personas, las cuales tuvieron que abandonar su lugar de origen por motivos relacionados con persecución, violencia generalizada, violaciones de derechos humanos, entre otros (GNDR, 2023); especialmente, dentro de este amplio catálogo ha crecido exponencialmente una nueva categoría, los denominados *refugiados climáticos* (también llamados migrantes por algunas fuentes): aquellas personas que, por causa de la gravedad de los impactos del CC, no tienen más remedio que desplazarse a otros lugares para sobrevivir (Vives, 2021). Respecto de la cuestión, los reportes señalan que los FME han provocado el desplazamiento forzoso de más de 20 millones de personas al año desde 2008 (Borrel y Hoekstra, 2023); mientras que el ACNUR informó que en 2022 el 84% de las personas refugiadas y solicitantes de asilo huyeron de países con una gran vulnerabilidad al CC, un importante incremento en comparación con el 61% registrado en 2010 (ACNUR, 2024).

En este sentido, distintos informes sostienen que los desastres asociados al CC contribuirán a un incremento de la emigración desde los países de renta

media a los de renta alta (Moore, 2021), mientras otras organizaciones, como el Banco Mundial, prevén que para 2050 el número de refugiados climáticos podría alcanzar las 143 millones de personas en el mundo (Vives, 2021), contando sólo para Latinoamérica más de 17 millones de personas (Pisani, 2022).

Pandemias

La irrupción de la COVID-19 en el ámbito internacional demostró cuán peligrosos pueden resultar los virus para la población e, indirectamente, los sistemas socioeconómicos, y cuán poco preparados están los sistemas sanitarios y de salud para afrontar tales crisis; en este contexto de fragilidad, estudios recientes indican que los efectos del CC podrían desatar nuevas pandemias con consecuencias aún más devastadoras (Romero, 2022). Estos informes indican que, en las próximas décadas, la interacción entre la crisis climática y la salud pública podría crear la "tormenta perfecta" de destrucción y perturbaciones en el mundo (Berkley y Hoyer, 2022), dado que el CG está desplazando los límites del hábitat de agentes patógenos mortales, llevando a que las enfermedades infecciosas que transmiten ciertos vectores, como los mosquitos, se extiendan a zonas otrora denominadas más frías, como el norte de Europa o Canadá (Ibíd.).

Aunque resulta difícil establecer una causalidad directa entre el cambio ambiental y la aparición de epidemias (Berberian y Rosanova, 2012), la investigación advierte que en los próximos años la persistencia de los impactos del CC producirán que la probabilidad de que se desate otra crisis sanitaria mundial, similar o peor a la provocada por la COVID-19, aumente un 2% con cada año transcurrido (Berkley y Hoyer, 2022).

Conflictos

La conceptualización del CC como un *multiplicador de amenazas* (Sinaï, 2015) alcanza su máxima expresión en el área de los conflictos y se ha convertido en objeto de gran preocupación entre los organismos y especialistas en seguridad. Los diversos impactos de la crisis climática (pérdida de cosechas, escasez de agua, desplazamiento forzado de personas, entre muchos más) exacerban los riesgos de inestabilidad y conflictos, en diferentes escalas y regiones (Naciones Unidas, 2021a), y, si bien a ciencia cierta no se puede establecer una correlación directa entre el CC y los conflictos (CIRC, 2020), los informes especializados prevén que el aumento de los impactos de la crisis climática en todas las regiones produzca que el riesgo de conflictos siga creciendo (Naciones Unidas, 2018), hasta un 54% para 2030 respecto del presente según ciertos estudios (Sinaï, 2015) y se vuelvan también más difíciles de controlar

(Werrell y Femia, 2018), mientras cada vez más informes alertan sobre la posibilidad de que la intensificación del CC desencadene en las próximas décadas conflictos de escala mundial, como enfrentamientos bélicos entre las superpotencias o, incluso, una guerra nuclear (Romero, 2022; González, 2023a).

2.4.11.2 El desafío del Cambio Climático

Desde que la investigación científica confirmó el desarrollo del proceso de calentamiento global y su atribución más allá de cualquier duda razonable a la actividad industrial humana (Kennedy y Lindsey, 2018; Caballero, 2022), la organización de *Naciones Unidas* (NU) tomó parte en el asunto y, desde entonces, se ha mantenido a la vanguardia de la cuestión climática y ambiental, erigiéndose como el principal motor de cambio a nivel global (Reyna, 2018). En este sentido, si bien las NU han sido el centro de duras críticas por sus desaciertos y se han visto durante décadas cuestionadas por su relevancia y viabilidad (Sengupta, 2016; Hristoulas, 2020; Rodríguez, 2020), han desempeñado un papel más que destacado en la evaluación de los datos científicos vinculados con el CC a través de sus distintos organismos especializados (principalmente, el PNUMA, o UNEP, siglas en inglés de *United Nations Environment Programme*), que actúa como catalizador y facilitador del uso racional del medio ambiente mundial y su desarrollo sostenible desde 1972; y el *Panel Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático* (IPCC, siglas en inglés de *Intergovernmental Panel on Climate Change*), que funciona desde 1988 como el principal órgano internacional encargado de evaluar el conocimiento del CC), en la canalización de los esfuerzos internacionales para el logro de una solución pacífica de los principales problemas ambientales y climáticos mundiales, y en el mantenimiento permanente de la cuestión climática en la agenda internacional, así como la concienciación de la sociedad mundial sobre su importancia y actualidad (Naciones Unidas, 2014). Particularmente, como parte esencial de su misión fundacional, este liderazgo se ha materializado a través del *Derecho Internacional Ambiental*, específicamente, con la adopción de diversos instrumentos internacionales (es decir, tratados, convenciones, protocolos) entre los Estados-miembro, donde se estipulan objetivos, metas y compromisos de variado grado de vinculación jurídica (Urrutia, 2010). Siguiendo la aportación de Benítez (2024), entre los principales instrumentos patrocinados por NU en materia ambiental y climática se cuentan: a) la *Declaración de Estocolmo*, de 1972, adoptada en el marco de la *Cumbre de la Tierra de Estocolmo*, el primer instrumento que colocó a la cuestión ambiental en el foco de la preocupación internacional; b) la *Convención Marco de las Naciones Unidas para el Cambio Climático* (CMNUCC), de 1992, aprobada durante la realización de la *Cumbre de la Tierra de Río de Janeiro*, el primer instrumento jurídico vinculante sancionado con el objetivo principal de lograr la estabilización de las concentraciones de GEI en la atmósfera a un nivel que impida interferencias peligrosas del ser humano en el sistema climático; c) el *Protocolo de Kyoto*, de 1997, que puso oficialmente en funcionamiento la CMNUCC e impuso a los países industrializados el compromiso vinculante de reducir y limitar sus emisiones de GEI de conformidad con las metas individuales acordadas (en promedio una reducción del 5% de las emisiones de GEI para el conjunto en comparación con los niveles de emisiones de 1990), en virtud del principio de *responsabilidad común pero diferenciada y capacidades respectivas*; d) los

Objetivos de Desarrollo Sostenible (ODS), aprobados en 2015 en el marco de la *Agenda 2030 para el Desarrollo Sostenible*, con el propósito de instar a todos los países a intensificar los esfuerzos durante los próximos 15 años para erradicar la pobreza, reducir la desigualdad y luchar contra el CC, garantizando al mismo tiempo que nadie se quede atrás; e) el *Acuerdo de París* (ADP), adoptado en 2015 durante la celebración de la COP21 (la *Conferencia de las Partes* -COP- remite a la reunión anual de los miembros -partes- de la CMNUCC) con el objetivo de reforzar la respuesta mundial a la amenaza del CC manteniendo el aumento de la temperatura global en este siglo muy por debajo de los 2℃ en comparación con los niveles pr eindustriales, y proseguir los esfuerzos para limitar aún más este incremento a sólo 1,5℃. En conjunto, estos instrumentos, amén de sus aciertos y desaciertos, representan un significativo avance de la acción climática pues motivaron el reconocimiento unánime del CC como una cuestión mundial específica y urgente, y establecieron, además, un sólido marco de cooperación internacional donde todos los países participan como signatarios, que se basa en una infraestructura para informes colectivos y seguimiento de los planes nacionales de reducción de emisiones con métricas comunes; asimismo, han mantenido a la crisis climática en el centro de la agenda internacional y las campañas políticas alrededor del globo, y han logrado movilizar a la sociedad internacional (especialmente a las juventudes) en reclamo de más acción climática y, también, de reforzar el impulso de la transición hacia las energías renovables a escala mundial (Hurtubia, 2020; Lara, 2020; Hoffman, 2022).

Ahora bien, a pesar de este impresionante progreso en la acción concertada internacional contra el CC, llevado adelante por las Naciones Unidas y también por la encomiable labor de ONG independientes, organizaciones civiles y movimientos sociales de base heterogénea hermanados por la consigna de la justicia climática (Svampa, 2020), la cruda realidad ha advertido, respaldada por un importante corpus de evidencia científica, que la crisis climática y ambiental continúa empeorando: las emisiones mundiales de GEI y la temperatura media global siguen en constante aumento, así como las catástrofes impulsadas por los fenómenos climáticos extremos en distintas regiones y la destrucción de los ecosistemas alrededor del orbe, todo lo cual conduce a la conclusión de que los esfuerzos y sacrificios resultan aún insuficientes, que los compromisos y objetivos adoptados no se han cumplido según lo convenido y que la política climática mundial esta fracasando (Lezama, 2020; Gudynas, 2021), y si bien la causa principal de este fiasco involucra a múltiples factores interrelacionados de manera compleja, una interesante postura ha sugerido que ésta se afinca en la propia especificidad de la problemática del CC.

En efecto, desde un primer momento, apenas se verificó fehacientemente la autenticidad del proceso de calentamiento global provocado por el aumento de GEI en la atmósfera a partir de la actividad antropogénica, la comunidad científica supo que el CC tenía las características de un problema de acción colectiva a escala mundial, dado que la mayoría de los GEI se acumulan con el tiempo y se combinan globalmente, por tanto las emisiones realizadas por

cualquier agente (personas, comunidades, empresas, países) afectan a todos los demás agentes y, para alcanzar una mitigación eficaz, no sirve que los distintos agentes antepongan sus propios intereses de forma independiente, sino que se requieren respuestas cooperativas, en particular la cooperación internacional para mitigar con efectividad las emisiones de GEI y abordar los demás problemas relacionados (IPCC, 2014). De acuerdo con Lazarus (2009), aunque efectivamente se ha establecido el consenso científico en torno al avance del CC causado por la actividad humana, el siguiente paso de desarrollar y llevar a la práctica una solución de política pública resulta extremadamente difícil debido a las enormes interdependencias, incertidumbres, circularidades y partes interesadas en conflicto; por ello, dentro del ámbito académico de las políticas públicas, al CC se lo identifica como un *problema super-perverso* (*super wicked problem* en inglés) debido a sus exacerbantes características: primero, se vuelve menos manejable conforme pasa el tiempo pues entre más aumentan las emisiones de GEI el problema se torna más severo y hay cada vez menos probabilidades de que se encuentre una solución aceptable; segundo, los actores que están en mejor posición para enfrentar el CC son también los principales responsables del mismo y carecen de incentivos para tomar medidas porque obtienen grandes beneficios del *statu quo* vigente y, en gran medida, irónicamente, tampoco están padeciendo sus peores consecuencias, y, aún más, cuentan con los recursos para una mejor adaptación; tercero, ninguna institución tiene jurisdicción ni autoridad pertinente para responder con la misma proporción de fuerzas a un problema de dimensiones mundiales como el CG. Como consecuencia de estas características, los esfuerzos que buscan mitigar los efectos del CC, y también los de adaptación, generalmente son vistos como caros, innecesarios, fútiles y remotos en relación con las políticas que generan beneficios económicos inmediatos y que, a la vez, resultan políticamente más populares (UNEP, 2017).

Frente a una problemática que presenta estas características, casi rayando en lo irresoluble, el gran desafío que presenta el CC radica en construir una estructura que facilite la cooperación global en un grado jamás visto por la humanidad, tratando de conciliar en torno a una causa común los intereses de tres posiciones antagónicas principales:

1) Los sectores que, reconociendo que el movimiento medioambiental internacional se encuentra atravesado desde la Guerra Fría por la geopolítica (la cual se fundamenta más en la competencia que en la cooperación, en el pasado, entre los bloques oriental y occidental, y en el presente, entre las democracias liberales lideradas por los EEUU y los regímenes autoritarios encabezados por China), abogan por las soluciones tecnológicas que permitirán al mundo descarbonizarse y adaptarse a los efectos climáticos, que saldrán, precisamente, de aquella competencia, por la cual las potencias, en su carrera por lograr primero la seguridad energética a través de la transición hacia las energías verdes, seguirán apostando fuertemente por la innovación y el desarrollo, y ya no sólo por conseguir los medios para afrontar el CC catastrófico, sino también por la posición de ventaja que la posesión de dicha

tecnología ofrecerá a las potencias ganadoras en la economía y la geopolítica globales, mientras que los países perdedores serán aquellos que no puedan obtener dichos adelantos técnicos que les permitan mantenerse competitivos (Moore, 2021).

2) Los movimientos que, amparados en el principio de la *justicia climática* (el cual reclama por una compensación por parte de las potencias del *norte global* (los principales contaminadores históricos) hacia los países empobrecidos del *sur global* (que históricamente menos han contribuido con el CG) que más están sufriendo las consecuencias de la crisis climática como corolario de su pasado signado por el colonialismo, la esclavitud y el extractivismo), luchan por el imperativo de descolonizar el discurso eurocéntrico que impulsa la noción de que la solución del CC se afinca en el control, con la tecnología adecuada, de la explotación de los recursos naturales, y formar otro que se base en la aceptación de que el planeta tiene límites que no se pueden compensar con tecnología humana, que recupere los conocimientos locales y las voces históricamente acalladas de quienes están en la primera línea del deterioro climático, y apueste por un cambio de paradigma emancipatorio y transformador, no sólo limitado a suprimir el uso de combustibles fósiles, sino con el sentido de abarcar cuestiones de propiedad común, acceso a los recursos, democracia y justicia social (Moneer, 2022).

3) Los grupos denominados *negacionistas* que, a pesar del importante corpus de evidencia científica, niegan la existencia del CC, o bien minimizan sus consecuencias, o bien lo atribuyen a causas naturales y no a la actividad humana (con lo cual se desligan de cualquier responsabilidad), cuyos argumentos se sustentan más en imperativos político-ideológicos e intereses económicos que en el método científico, que mantienen fuertes vínculos con las grandes compañías transnacionales energéticas y los sectores políticos conservadores, y resisten denodadamente las medidas de protección ambiental y acción climática por considerarlas un obstáculo para el desarrollo económico, la libertad individual, la innovación tecnológica y la generación de riqueza, incluso a través de la ejecución de campañas de desinformación, el *lobbie* político-empresarial y la manipulación de la evidencia científica (Klein, 2015; Ribeiro, 2019).

Se trata, en definitiva, de una tarea colosal: lograr el nivel de cooperación internacional que requiere una problemática de las características del CC exigirá al máximo las capacidades políticas de la civilización actual, en un contexto global, además, marcado por una aceleración del deterioro climático y ambiental, y el recrudecimiento de las rivalidades políticas, ideológicas y económicas.

2.4.11.3 El debate del Antropoceno

En marzo de 2000, P. Crutzen, ganador del premio Nobel de química por su trabajo pionero sobre el *Agujero de Ozono*, y E. Stoermer, biólogo reputado, presentaron una breve petición en el boletín interno del *Programa Internacional sobre la Geosfera y la Biosfera* (IGBP, siglas en inglés de *International Geosphere-Biosphere Programme*), un vasto proyecto interdisciplinario que entre 1987 y 2015 acumuló un importante volumen de información sobre el impacto de las alteraciones antropogénicas en los parámetros del Sistema-Tierra (Issberner y Léna, 2018), donde explicaban que durante el Holoceno las actividades humanas se convirtieron progresivamente en una fuerza geológica y morfológica significativa, tal como lo habían advertido una serie de reconocidos científicos desde mediados del siglo XIX, en tanto que su expansión en número y en explotación per cápita de los recursos terrestres era simplemente asombrosa; por ejemplo, durante los últimos tres siglos la población humana se multiplicó por diez hasta sobrepasar los 6.000 millones de individuos; la urbanización se acrecentó unas diez veces sólo en el último siglo; en pocas generaciones, la humanidad estaba agotando los combustibles fósiles generados durante millones de años; actualmente se fijaba sintéticamente más nitrógeno, utilizado como fertilizante en la agricultura, que aquel que se fijaba de forma natural en todos los ecosistemas terrestres; más de la mitad de toda el agua dulce disponible era utilizada por la humanidad; la tasa de extinción de especies se había incrementado entre 1.000 y 10.000 veces en las selvas tropicales por obra de la actividad humana; varios GEI de gran importancia climática aumentaron sustancialmente en la atmósfera: el CO2 en más del 30% y el metano en más del 100%. En consideración de estos y muchos otros impactos en aumento de las actividades humanas en la Tierra y la atmósfera, a todas escalas, incluida la global, que persistirían durante largos periodos, los autores propusieron a sus colegas que, a fin de enfatizar el papel central de la humanidad en la geología y la ecología, se empleara el término *Antropoceno* para nombrar la época geológica actual, la cual, en su parecer, se había iniciado en la segunda mitad del siglo XVIII (en coincidencia con la invención de la máquina de vapor), periodo en el que los datos obtenidos de los núcleos de hielo glaciar mostraban el comienzo de un aumento de las concentraciones atmosféricas de varios GEI, en particular CO2 y metano, y a partir del cual los efectos globales de las actividades humanas se habían vuelto claramente perceptibles (Crutzen y Stoermer, 2000).

De este modo sencillo surgió uno de los conceptos más importantes e influyentes del siglo XXI, el Antropoceno, el cual pronto rebasó el ámbito científico para convertirse en el centro de la discusión de otras múltiples disciplinas, de los medios masivos de comunicación y del público en general (Trischler, 2017; Issberner y Léna, 2018).

Dentro del campo de la geología, la determinación de una fecha precisa a partir de un indicador sedimentado a escala planetaria resulta crucial para que la

existencia de una nueva división geológica sea considerada como tal, y en el caso del Antropoceno se presentaron varias posibilidades: i) unos estudios señalaron que comenzó durante la revolución neolítica, hace aprox. 11,7 Ka, cuando los humanos modernos dejaron el nomadismo tras los primeros intentos de domesticación de plantas y animales, lo que conllevó a una progresiva modificación del paisaje y el acervo genético natural, y dejó huellas detectables en el registro geológico; ii) otros sectores han sugerido que arrancó en el siglo XVII como consecuencia de la colonización de América, proceso que condujo a la muerte de millones de habitantes nativos y que grandes extensiones de tierra antes cultivadas se convirtieran en selva, lo cual se reflejó en un importante aumento de la captura de carbono por parte de la nueva vegetación y dejó un marcado rastro en el estrato geológico; iii) al igual que el escrito original de Crutzen y Stoermer, muchas investigaciones estimaron que tuvo su inicio a finales del siglo XVIII, en los albores de la Revolución Industrial, cuando se disparó la liberación de GEI en la atmósfera, dejando evidencia claramente observable en el registro geológico; iv) finalmente, la *Gran Aceleración*, el fenómeno que detalló el crecimiento explosivo del consumo en masa, la población, la urbanización y el desarrollo económico experimentado a partir de la década de 1950 (que habíamos mencionado con antelación), ha sido propuesto como un posible inicio, sobretodo debido a la perenne huella de *radionucleídos* (a saber: los átomos con un núcleo inestable que contienen un exceso de energía y la liberan en forma de radiación (partículas alfa, beta o rayos gamma) al desintegrarse para alcanzar un estado más estable) que los ensayos nucleares practicados durante esta década, en el marco de la Guerra Fría, dejaron en el registro geológico (Nat Geo, 2023a).

De esta variedad de opciones, el *Grupo de Trabajo sobre el Antropoceno* (AWG, siglas en inglés de *Anthropocene Working Group*), establecido en 2009 por la *Subcomisión de Estratigrafía del Cuaternario* de la *Comisión Internacional de Estratigrafía* (ICS, siglas en inglés de *International Commission on Stratigraphy*) para elaborar la propuesta formal en favor de la incorporación del Antropoceno en la escala de tiempo geológico, seleccionó el periodo coincidente con la Gran Aceleración como fecha de inicio en vista de que resultaba el más convincente desde la perspectiva de la ciencia del Sistema Terrestre y presentó un adelanto de la petición formal en agosto de 2016, durante el *35° Congreso Internacional de Geología* celebrado en Sudáfrica, donde como evidencia se mostró una sección de los sedimentos del lago Crawford, ubicado en Canadá, que contenía distintos marcadores estratigráficos directamente vinculados con la actividad humana, como los mencionados radionucleídos, cenizas volantes procedentes de la combustión de hidrocarburos fósiles, microplásticos y plaguicidas, entre otros (Steffen y otros, 2015; Issberner y Léna, 2018; IBB, 2024).

Más allá del ámbito geológico, el Antropoceno, como concepto cultural capaz de hacer converger diferentes fenómenos que parecían aislados entre sí y difuminar los límites establecidos entre muchos ámbitos, fue prontamente adoptado por distintas disciplinas académicas para abrir y enriquecer el debate en torno a cuestiones fundamentales, como la relación del ser humano y el

medio ambiente, tanto en el pasado como en el presente; la dicotomía históricamente construida entre naturaleza y cultura; la revisión de los límites de los paradigmas modernos de progreso y crecimiento económico indefinidos; las preguntas acerca de la sostenibilidad de las sociedades actuales y los modos de consumo/producción; entre muchos otros (Trischler, 2017; Hald-Mortensen, 2025; Lähde, 2025). De este modo, el Antropoceno se incorporó al vocabulario habitual de miles de publicaciones e investigaciones enfocadas desde distintas perspectivas teóricas en los temas más disímiles que se pueda imaginar y ganó un lugar de privilegio en los medios de comunicación y la cultura popular, pero esta enorme repercusión también supuso un aspecto negativo, pues lo convirtió en el eje de múltiples cuestionamientos y suspicacias; según la aportación de Trischler (2017), aparecieron fuertes incógnitas desde el plano teórico acerca de sí, bajo la pretensión de erigirse como una manera novedosa de definir la relación entre naturaleza-cultura, o medioambiente-sociedad, en verdad ofrece una contribución distinta de la que otras categorías analíticas ya estaban aportando; o bien, algunos sectores manifestaron su preocupación respecto de que el posible nombramiento de una nueva época geológica vinculada directamente con los seres humanos podría proporcionar un fuerte estímulo para fortalecer el ya de por sí rampante antropocentrismo de nuestras sociedades y, a la vez, podría causar que el respeto humano por el valor moral intrínseco de la naturaleza decayera aún más de lo que ya mostraban los hechos. Dentro de este horizonte, la mayor controversia respecto de la cuestión estriba en la utilización del término griego *anthropos*, es decir, "ser humano genérico" para identificar un periodo de violentas transformaciones y severo daño ambiental pues, para muchos sectores, de esta manera se responsabiliza por igual a toda la humanidad cuando, en realidad, el grueso de la culpa de haber traspasado los límites biogeofísicos del planeta recae en un estrato social particular, dentro de un grupo específico de países y bajo un sistema político-económico determinado; dicho de otra manera, resultaba innegable que, merced a la producción humana, el planeta había ingresado en una nueva edad geológica, pero muchos sectores no están de acuerdo con su nombramiento en términos genéricos porque esto invisibilizaba a quienes se considera los verdaderos responsables de los problemas ambientales de la modernidad; en consecuencia, surgieron distintas contra-propuestas para tratar de enmendar esta equivocación, como denominar a la época actual *Capitaloceno*, en vista del rol crucial y la responsabilidad que el capitalismo mantiene a todo nivel por la transformación planetaria; también emergió la noción de *Plantacionoceno*, en referencia las plantaciones como símbolo del proceso de colonización que se fundamentó en la esclavitud y el genocidio en distintas partes del mundo, lógica que luego se habría replicado en la estructura del Estado contemporáneo; y, como una variante del Capitaloceno, se presentó la denominación *Occidentaloceno* para recalcar que la responsabilidad del CC no recaía en los países pobres del mundo, sino en las naciones occidentales industrializadas (Issberner y Léna, 2018; The UNESCO Courier, 2018; Nat Geo, 2023a). Por lo pronto, este debate continúa abierto, aunque ninguna de estas denominaciones

alternativas ha calado tan profundo en la conciencia colectiva como el término genérico original.

Dentro de este marco de discusión, dos cuestiones fundamentales se han vinculado intrínsecamente con la noción de Antropoceno, acaparando el foco de atención: por un lado, el rápido y sostenido aumento de la concentración de GEI que está provocando el CG se ha erigido como uno de los marcadores estratigráficos clave en la definición de la edad geológica denominada Antropoceno (Crutzen y Stoermer, 2000; Trischler, 2017); por tanto, desde su misma concepción se ha establecido un lazo muy fuerte entre Antropoceno y CC, que a la postre ha concurrido en la complementariedad y enriquecimiento de ambas problemáticas, a tal punto que en años recientes el IPCC ha incorporado en sus informes de evaluación del CC el concepto de Antropoceno, reconociendo su validez en calidad de expresión del contexto general actual y su fuerte relación con los lineamientos manifestados en la CMNUCC y el ADP.

"El Antropoceno puede emplearse como un "concepto límite" (Brondizio, et al., 2016) que enmarca perspectivas cruciales para comprender los impulsores, la dinámica y los desafíos específicos que plantea responder a la ambición de mantener la temperatura global muy por debajo de los 2℃, al tiempo que se realizan esfuerzos para adaptarse a un mundo 1,5℃ más cálido. (...) El Antropoceno ofrece una comprensión estructurada de la culminación de las relaciones entre el ser humano y el medio ambiente, tanto pasadas como presentes, y brinda la oportunidad de visualizar mejor el futuro para minimizar los riesgos (Pattberg y Zelli, 2016; Delanty y Mota, 2017), al tiempo que reconoce la responsabilidad y la oportunidad diferenciadas para limitar el CG e invertir en perspectivas de desarrollo sostenible y resiliente al clima (Harrington, 2016) (...) El Antropoceno también ofrece la oportunidad de plantear preguntas sobre las diferencias regionales, las desigualdades sociales y las capacidades e impulsores desiguales de los cambios socioambientales globales, lo que a su vez fundamenta la búsqueda de soluciones." (Allen y otros, 2018).

Por consiguiente, la reflexión y la acción en derredor del CC se han enriquecido con la aportación conceptual del Antropoceno y, en muchos ámbitos académicos y políticos, ambos actúan como un bloque teórico-práctico que ha abierto el debate acerca de la relación entre humanidad y naturaleza, y las oportunidades y dificultades que se suscriben a ésta.

Por otra parte, el creciente impacto acusado por la biodiversidad global por causa de la producción humana también representa un marcador definitorio del Antropoceno: se trata de una biocrisis en desarrollo que, por su rapidez y magnitud, ha sido comparada con las B5 del pasado terrestre (que ya tuvimos oportunidad de analizar en capítulos anteriores) y por ello muchos sectores científicos advierten que ésta sería la *6° Extinción Masiva* que enfrenta la Tierra, con la gran diferencia de que, en el presente caso, no se podría atribuir a un fenómeno físico natural, sino que corresponde a la actividad descontrolada de una única especie dominante y consciente, el Homo Sapiens, lo que representa un auténtico cambio de paradigma del desarrollo evolutivo

del planeta Tierra (Leakey y Lewin, 1997; Hance, 2015; The UNESCO Courier, 2018).

Respecto del inicio de esta crisis biótica, si bien la discusión se mantiene abierta, un importante número de investigaciones sugieren que se remonta a la aparición del Homo Sapiens durante el Pleistoceno tardío (Harari, 2014; López Aguilar, 2021) debido a que nuestra especie presenta un patrón de comportamiento distintivo de modificación de la naturaleza con serias consecuencias para la diversidad biológica, que ha ido creciendo en el tiempo a la par de su evolución y que se puede demarcar en tres grandes etapas: 1) durante el final del Pleistoceno (100-40 Ka) las bandas de cazadores-recolectores nómadas se extendieron por el mundo provocando grandes cambios en los ecosistemas y la desaparición de numerosas especies de mamíferos pertenecientes a la denominada Megafauna, particularmente en los continentes de Australia y América; 2) durante la revolución agropecuaria del Neolítico (10-5 Ka), en la transición de los hábitos nómadas hacia el sedentarismo, la temprana domesticación de plantas y animales en escala creciente tuvo un gran impacto en los ecosistemas y la biodiversidad al extender los territorios de cultivo y de pastoreo, e intervenir en la evolución de ciertas especies en desmedro de otras; 3) durante la Revolución Industrial (mediados del siglo XIX) aumentó vertiginosamente la producción en base a los combustibles fósiles, junto con la urbanización y la población mundial, causando la aceleración de las tasas de extinción de especies y de ecosistemas a escala planetaria (Ares, 2016; Hald-Mortensen, 2025).

Asimismo, aparte de diferenciarse de las B5 del pasado en su causante, la actual 6° extinción en ciernes resulta única en la historia de la Tierra, según la investigación de Williams y otros (2015), por presentar cuatro características peculiares: 1) una homogeneización global de la flora y la fauna motivada por el incesante desplazamiento humano a través del planeta llevando distintas especies a nuevos hábitats que causan estragos y extinciones en las comunidades ecológicas locales; 2) un acaparamiento de casi el 50% de la producción primaria neta del planeta por parte de una sola especie, que además se convirtió en el principal depredador en los ambientes terrestres y marinos, y en un ávido consumidor de combustibles fósiles (esto es, la producción primaria del pasado) para emplearlo como fuente de energía; 3) un constante aumento de la manipulación del desarrollo evolutivo de innumerables especies por parte de la única dominante, a través de la utilización de sofisticadas técnicas de ingeniería genética y biónica, y también de la gestión de los ecosistemas y las poblaciones con fines de consumo y/o conservación; 4) una ininterrumpida amplificación de la crisis por causa de la creciente interacción destructiva de la biosfera con la denominada *Tecnosfera*, a saber: el complejo sistema tecnosocial globalmente interconectado, producto de la socialidad humana, que modifica incesantemente la parte física del medioambiente y se compone de la población humana, los sistemas y artefactos tecnológicos, junto con los enlaces, protocolos e información que articulan todas las partes (éste abarca animales domésticos, tierras de cultivo, maquinaria, ciudades, carreteras, etc.); en pocas palabras, se trata de la

compleja y extensa combinación de humanidad y su tecnología, acumulada desde su origen (Hance, 2015; The UNESCO Courier, 2018). Por consiguiente, el estado actual de la biosfera representa una nueva etapa de su evolución histórica, siendo la primera etapa *Microbiana* (3.500-650 Ma) y la segunda etapa *Metazoaria* (con inicio hace 650 Ma) (Williams y otros, 2015).

A fin de remarcar la significativa magnitud de la crisis biótica del Antropoceno, a continuación revisaremos brevemente los indicadores estadísticos provistos por una serie de reconocidas organizaciones que se han especializado en la cuestión.

▪ La *Lista Roja de Especies Amenazadas*: establecida en 1964 por la *Unión Internacional para la Conservación de la Naturaleza* (UICN), un organismo de las Naciones Unidas, la Lista se presenta como un indicador crítico de la salud de la biodiversidad en el mundo, y provee información acerca de la distribución, el tamaño poblacional, el hábitat y ecología, el uso y/o tráfico y las amenazas, que coadyuvan en la canalización de acciones para la conservación de la biodiversidad y los cambios en las políticas del sector que resultan críticos para la protección de los recursos naturales que la humanidad necesita para sobrevivir (Ares, 2016; UICN, 2019). A la fecha más de 169.400 especies han sido evaluadas por la UICN (el Plan Estratégico 2021-2030 del organismo tiene como objetivo elevar esta cifra hasta las 260.000 especies y, a la vez, reevaluar otras 142.000 a fin de garantizar que la información sobre los estados se mantenga actualizada) y, de este total, el 28%, unas 47.432 especies, están bajo amenaza de extinción; entre estas especies se destacan: el 26% de los mamíferos; el 41% de los anfibios; el 11% de las aves; el 34% de las coníferas; el 21% de los reptiles; el 71% de las cícadas; el 44% de corales de arrecife; el 38% de los tiburones y las rayas (UICN, 2019).

▪ El *Índice Planeta Vivo* (IPV): desarrollado en 1997 por el *World Wildlife Fund for Nature* (WWF, o *Fondo Mundial para la Naturaleza*) en colaboración actual con la *Sociedad Zoológica de Londres*, el IPV se erige como un indicador del estado de la diversidad biológica mundial, con base en las tendencias de las poblaciones de especies de todo el planeta (Ares, 2016; WWF, 2024). El informe más reciente del IPV, publicado en 2024, advierte que, a partir del seguimiento de casi 35.000 tendencias poblacionales de 5.495 especies de anfibios, aves, mamíferos, peces y reptiles, en los últimos 50 años (1970-2020) el tamaño medio de las poblaciones de fauna silvestre analizadas se redujo en un 73%, siendo las poblaciones de especies de agua dulce las que han sufrido el mayor declive, con una caída del 85%, seguidas de las terrestres (69%) y las marinas (56%) (WWF, 2024). Tomando en consideración las distintas regiones, América Latina y el Caribe ha sufrido un dramático descenso de las poblaciones de sus especies silvestres del 95%, seguido por África (76%) y Asia y el Pacífico (60%), mientras que los descensos han sido menos abruptos en Norteamérica (39%) y Europa y Asia central (35%), en parte gracias a los

esfuerzos de conservación y a la reintroducción de especies (Ibíd.). En este sentido, el informe manifiesta que la degradación y pérdida de hábitats, impulsada principalmente por la expansión de los sistemas alimentarios, se presenta como la mayor amenaza en cada región, seguida por la sobreexplotación, las especies invasoras y las enfermedades, en tanto que los efectos del CC han sido más acusados en América Latina y el Caribe, y los de la contaminación en Norteamérica y Asia y el Pacífico (Ibíd.).

A pesar de la gravedad de la situación, las investigaciones han recalcado que los daños aún no son definitivos y que, si bien nos encontramos a las puertas de una 6° extinción masiva, el impacto de la crisis por el momento en términos del número de especies desaparecidas resulta considerablemente menor que en las B5 del pasado remoto (The UNESCO Courier, 2018; Cabello, 2021); de esta forma, mediante una combinación de medidas de conservación de amplio espectro, una reforma profunda de las políticas ambientales y la incorporación definitiva del desarrollo sostenible en los sistemas de producción, se podría modificar la trayectoria de la pérdida de biodiversidad; además, este optimismo se encuentra reforzado por la cantidad de herramientas de que dispone la sociedad actual para encarar la difícil tarea (importantes avances en ciencia, tecnología y cooperación internacional) y la creciente concienciación de todos los sectores sociales respecto de la crisis que atraviesa la biodiversidad mundial y la necesidad de acudir en su protección como medio para salvaguardar el futuro de las próximas generaciones y del planeta, aunque, por supuesto, este optimismo en absoluto resuelve la enorme dificultad que encierra este desafío que, en última instancia, consiste en una significativa reformulación del carácter de la relación que la humanidad mantiene con la naturaleza (Hance, 2015; Hald-Mortensen, 2025).

Finalmente, volviendo al principio de este capítulo, vale mencionar que en marzo de 2024 la propuesta de incorporación del Antropoceno a la escala de tiempo geológico (que, como expusimos, se remontaba hasta 2016) fue oficialmente rechazada tras perder la votación efectuada en la asamblea de la *Comisión Internacional de Estratigrafía*, por lo que, a la fecha, formalmente aún nos encontramos en el Holoceno (IBB, 2024; Lähde, 2025). Este revés para las aspiraciones de los patrocinadores del Antropoceno como nueva edad geológica, sin embargo, no refleja una pérdida de su importancia en el campo de la geología ni de su capacidad como concepto cultural pues éste yace ya profundamente arraigado en la investigación científica y la conciencia popular como un lente a través del cual podemos contemplar el desarrollo multifacético de las actividades humanas en el planeta, asumiendo el fuerte impacto éstas han tenido y la responsabilidad que nos concierne para detener y revertir dicha situación de daño en aras de poder materializar, de manera pacífica y sostenible, la amplia gama de nuestros futuros potenciales (Crutzen y Stoermer, 2000; Trischler, 2017; Lähde, 2025).

2.4.11.4 El posible clima futuro

Hemos analizado sucintamente a lo largo de este trabajo la evolución del clima de la Tierra, presentando, en base a la mejor ciencia disponible, los principales estados climáticos surgidos de la evolución del Sistema Climático y sus distintos subsistemas, haciendo alusión también a los hitos y eventos más importantes del devenir de cada una de estas unidades constituyentes menores, desde el origen del planeta hace más de 4.500 Ma. Tras este largo trayecto recorrido hemos podido dilucidar que una gran variabilidad ha caracterizado al clima de la Tierra en todas las escalas espaciales y temporales debido a la dinámica natural interna del SC y las variaciones del forzamiento externo de origen natural o antropogénico. Dentro de esta amplia variabilidad, hemos podido destacar algunas tendencias importantes:

A) Aunque durante el desarrollo geológico de la Tierra han predominado los climas mayormente cálidos, se ha podido detectar la alternancia irregular, por lo menos durante los últimos 1.000 Ma, de tres estados climáticos específicos: i) un *clima cálido de invernadero* (identificable por una alta concentración de CO2 en la atmósfera, una temperatura media global alta, un nivel del mar alto, y la ausencia de hielo en la superficie); ii) un *clima frío de casa de hielo* (destacable por una concentración de CO2 en la atmósfera baja, una temperatura media global baja, un nivel del mar bajo, y la presencia de grandes volúmenes de hielo en la superficie); iii) un *clima de Tierra Bola de Nieve* (observable por una concentración de CO2 atmosférico muy baja, una temperatura media global muy baja, un nivel del mar muy bajo, y la presencia de grandes volúmenes de hielo en la superficie desde los polos hasta más allá de los trópicos); entre estos estados, la alternancia se ha dado principalmente entre los dos primeros, mientras que el tercero ha sido menos común.

B) Aún ante la enorme dificultad que implica la identificación de los procesos y elementos interrelacionados que han contribuido a la composición de los mencionados estados climáticos, se han podido observar una serie de factores preponderantes que, actuando individualmente o en combinación, han condicionado y dirigido la evolución del clima terrestre en distintas escalas temporales: los cambios de la órbita terrestre (la posición del planeta respecto su desplazamiento alrededor del Sol, incidió fuertemente en la recepción de la radiación solar); el ciclo vital del Sol (la emisión de radiación solar aumentó sustancialmente en función de su transición de estrella joven a madura); los movimientos de las placas tectónicas que conforman la corteza terrestre (la distribución de las masas continentales y oceánicas resultó crucial para la determinación de la circulación de las corrientes atmosféricas y marinas, la reflectividad planetaria, los procesos de meteorización, etc.); la actividad volcánica a gran escala (dependiendo del tipo de gases y partículas que fueron expulsadas a la atmósfera se produjeron importantes procesos de enfriamiento o calentamiento globales); la modificación del albedo terrestre (esta variación dictaminó en gran parte el saldo del presupuesto energético de la Tierra); la

perturbación del ciclo global del carbono (la concentración de CO2 en la atmósfera se convirtió, para muchos sectores científicos, en el factor clave en la determinación de la temperatura de la Tierra); y el desarrollo de la biosfera (la proliferación y complejización de la Vida en el planeta ha intervenido activamente en el índice de reflectividad planetaria, los ciclos BGQ globales (primordialmente del agua y del carbono), los procesos de meteorización, la composición de la atmósfera, etc.).

Acerca de esta última cuestión, la creciente preponderancia de la Vida en la determinación del clima terrestre (observable en distintos episodios a lo largo de la historia de la Tierra) ha captado la atención de la comunidad científica y varias hipótesis se han explayado al respecto, siendo una de las más reconocidas la denominada *Hipótesis Gaia* (nombrada en honor a la diosa griega de la Tierra, también conocida como *Gea*, de donde también proceden los nombres de ciencias como la geología y la geografía), formulada por el químico británico J. Lovelock a finales de la década de 1970 en colaboración con la microbióloga estadounidense L. Margulis, la cual argumenta que "el conjunto de seres vivos de la Tierra, de las ballenas a los virus, de los robles a las algas, puede ser considerado como una entidad viviente capaz de transformar la atmósfera del planeta para adecuarla a sus necesidades globales y dotada de facultades y poderes que exceden con mucho a los que poseen sus partes constitutivas" (Lovelock, 1985, p. 14). De esta manera, la biosfera sería una entidad autorregulada con capacidad para mantener la salud del planeta, es decir, que se preserve en condiciones estables (estado de *homeostasis*), mediante el control del entorno químico y físico (Ibíd.), lo que en última instancia conduciría a la determinación de la Tierra como un ser vivo. La presentación de esta hipótesis ocasionó fuertes reacciones dentro de la comunidad científica, sobre todo de parte de los sectores vinculados con la teoría evolutiva de Darwin, que la criticaron con dureza (Ruse, 2013); no obstante, entre el público general, y especialmente los movimientos ambientalistas, la hipótesis fue recibida con gran entusiasmo y pronto se convirtió en referente obligado tanto de conferencias y campañas ecologistas como de múltiples trabajos académicos y debates públicos, otorgando un fuerte impulso a la reflexión en torno a cuestiones de enorme repercusión como la sostenibilidad del sistema socioeconómico global, la relación entre la naturaleza y la humanidad, etc. (Ibíd.).

En síntesis, la variabilidad climática, en todas las escalas temporales y espaciales, se erige como la característica definitoria del clima de la Tierra a través de su extenso desarrollo geológico, con transiciones, ya sean más graduales, ya sean más drásticas, entre los tres estados climáticos mencionados anteriormente (cálido de invernadero; frío de casa de hielo; Tierra Bola de Nieve; aunque con características específicas e irrepetibles en cada ocasión), merced a los forzamientos impulsados por los factores también mencionados con antelación, actuando en compleja articulación y con el acompañamiento de múltiples retroalimentaciones; esta variabilidad ha procurado, desde el punto de vista analítico, que los intentos por determinar las tendencias naturales a largo plazo de los cambios climáticos hayan sido

particularmente complejos y difíciles, no obstante, la ciencia no ha cedido en sus esfuerzos y, en la actualidad, gracias a un importante corpus de conocimientos acumulados y el significativo desarrollo de la tecnología, ha logrado un sustancial avance en la proyección de los posibles futuros climáticos.

Como habíamos manifestado desde el principio, la Climatología, como ciencia multidisciplinar que estudia el clima terrestre, no sólo se ocupa de la reconstrucción y análisis de los climas del pasado de la Tierra (tarea específica de la Paleoclimatología, una sus ramas principales), sino que también se encarga de comprender las variaciones, patrones y tendencias naturales a largo plazo de los cambios climáticos, por tanto, para dar cierre al presente trabajo, a continuación ofreceremos una previsión científica de cómo podría desarrollarse el clima terrestre en el futuro, a partir del aporte del *Resumen para Responsables de Políticas* (SPM, siglas en inglés de *Summary for Policymakers*), que presentó las principales conclusiones del *Grupo de Trabajo I* (GT1), encargado del estudio de las ciencias físicas del Cambio Climático, al *Sexto Informe de Evaluación* (AR6, siglas en inglés de *Assessment Report*) del IPCC, publicado en 2021. Este Informe ofrece una aproximación científica, con un nivel de confianza evaluado que se expresa mediante el lenguaje calibrado del IPCC,[80] a la comprensión del estado actual del clima, abarcando su evolución y el rol de la influencia humana, el estado de conocimiento sobre posibles futuros climáticos, la información climática relevante para distintas regiones y sectores, y las opciones de limitación del Cambio Climático Antropogénico. Particularmente respecto de nuestro objeto de interés, el Informe presenta los resultados para el siglo XXI a corto plazo (2021-2040), mediano plazo (2041-2060) y largo plazo (2080-2100), en relación con el periodo 1850-1900, considerando sistemáticamente un conjunto de cinco nuevos escenarios ilustrativos de emisiones que impulsan las proyecciones de los modelos climáticos sobre los cambios en el Sistema Climático, proyecciones que, además, consideran la actividad solar y el forzamiento de fondo de los volcanes.

Los escenarios ilustrativos, que abarcan el posible desarrollo futuro de los factores antropogénicos del CC que se encuentran en la bibliografía especializada, se denominan como *Trayectorias Socioeconómicas Compartidas* (SSP, siglas en inglés de *Shared Socio-economic Pathway*), y se definen como:

[80] Cada hallazgo del GT1 se basó en una evaluación de la evidencia subyacente y el acuerdo, y el nivel de confianza se expresó mediante cinco calificadores: muy bajo, bajo, medio, alto y muy alto. Asimismo, para indicar la probabilidad evaluada de un resultado se utilizaron los siguientes términos: prácticamente seguro (99-100%); muy probable (90-100%); probable (66-100%); casi tan probable como improbable (33-66%); improbable (0-33%); muy improbable (0-10%); y excepcionalmente improbable (0-1%); y también se emplearon términos adicionales (extremadamente probable (95-100%); más probable que improbable (>50-100%); y extremadamente improbable (0-5%) cuando fue necesario (IPCC, 2021).

“Proyecciones detalladas sobre cómo podrían evolucionar las condiciones sociales, económicas y tecnológicas en el futuro. Estos escenarios describen diversas trayectorias posibles del desarrollo humano y sus implicaciones para el cambio climático y las políticas de mitigación y adaptación. Se basan en patrones de desarrollo social y económico que se traducen en escenarios de emisiones de GEI. Estos escenarios incluyen factores como la demografía, la economía, la tecnología, el uso del suelo, la gobernanza y los patrones de consumo, y son utilizados posteriormente en modelos climáticos globales para realizar proyecciones climáticas según cada uno de esos escenarios.” (Vial y Aroskay, 2024, p. 22)

De acuerdo con Hausfather (2018), hacia finales de la década de 2000 las SSP, junto con las *Trayectorias de Concentración Representativas* (RCP, siglas en inglés de *Representative Concentration Pathway*), comenzaron a diseñarse como reemplazo de los *Informes Especiales sobre Escenarios de Emisiones* (IEEE en español, o SRES, siglas en inglés de *Special Report on Emissions Scenarios*) desarrollados en la década de 1990 para analizar cuatro posibles trayectorias futuras de población, crecimiento económico y emisiones de GEI, que habían quedado obsoletos frente a los grandes cambios en la sociedad y la economía global ocurridos hacia el inicio del siglo XXI. Los RCP, por un lado, describen un amplio rango de forzamiento radiativo y niveles de GEI representados en cuatro vías que podrían ocurrir en el futuro con miras en el 2100, pero deliberadamente no incluyen ninguna narrativa socioeconómica que las acompañe; por otro lado, las SSP fueron modeladas tomando en consideración cómo podrían cambiar los factores socioeconómicos durante el siglo XXI (crecimiento económico, población, educación, urbanización, ritmo de desarrollo tecnológico), por ello analizan cinco maneras diferentes en que el mundo podría evolucionar aún en ausencia de políticas climáticas; en consecuencia, ambos esfuerzos se diseñaron para complementarse, las RCP establecen las trayectorias para las concentraciones de GEI y la magnitud efectiva del calentamiento que podría ocurrir para finales del siglo, en tanto que las SSP establecen el marco para lograr, o no, la reducción de emisiones en vista de que múltiples factores subyacentes (como el crecimiento poblacional, tecnológico y económico) podrían conducir a resultados futuros muy diferentes en materia de emisiones y calentamiento, incluso sin una política climática internacional para abordar el CC, más allá de los compromisos ya adoptados por los países (Ibíd.); dicho de manera sencilla, la utilidad práctica de las SSP radica en que demuestran que sería mucho más factible la mitigación y la adaptación al CC en algunas versiones del futuro que en otras (Ibíd.). El desarrollo de las RCP culminó a tiempo para que pudieran emplearse en el *Quinto Informe de Evaluación* (AR5) del CC, pero las SSP, por su mayor complejidad, se pudieron utilizar recién en la siguiente ronda de modelización climática (esto es, la coordinación de modelos climáticos para simular el pasado, presente y futuro del clima terrestre, tarea que se desarrolla bajo la supervisión del *Programa Mundial de Investigación Climática* -WCRP, siglas en inglés de *World Climate Research Programme*-), denominada *Sexta Fase del Proyecto de Intercomparación de Modelos Acoplados* (CMIP6, siglas en inglés

de *Coupled Model Intercomparison Project 6*), que sirvió de base para la evaluación del CC pasado y futuro en el AR6 (Climate Data, 2022).

Las SSP se basan en cinco narrativas que describen las tendencias socioeconómicas generales que podrían configurar la sociedad futura, y tratan de abarcar la mayor gama de futuros plausibles. Siguiendo la aportación de Hausfather (2018), éstas son:

▪ SSP1 - "Sostenibilidad: Tomando la vía verde" (Bajos desafíos para la mitigación y la adaptación)

El mundo avanza gradual, pero generalizadamente, hacia la sostenibilidad, priorizando un desarrollo más inclusivo que respete los límites ambientales. La gestión de los bienes comunes globales mejora paulatinamente, las inversiones en educación y salud aceleran la transición demográfica, y el enfoque más amplio del bienestar humano desplaza al énfasis en el crecimiento económico impulsado por el creciente compromiso con el logro de los ODS. La desigualdad se reduce tanto entre los países como dentro de ellos. El consumo se orienta hacia un bajo crecimiento material y una menor intensidad en el empleo de recursos y energía.

▪ SSP2 - "Camino intermedio" (Desafíos medianos para la mitigación y la adaptación)

El mundo sigue una trayectoria en la que las tendencias sociales, económicas y tecnológicas no se alejan de los patrones históricos. El desarrollo y el crecimiento de los ingresos avanzan de manera desigual: algunos países logran avances, pero otros no. Las instituciones mundiales y nacionales trabajan por el logro de los ODS, pero avanzan lentamente. Los sistemas ambientales experimentan degradación, aunque se observan mejoras y, en general, disminuye la intensidad en el uso de recursos y energía. El crecimiento de la población mundial es moderado y se estabiliza en la segunda mitad del siglo. La desigualdad de ingresos persiste o mejora lentamente, y prosiguen los desafíos para reducir la vulnerabilidad a los cambios sociales y ambientales.

▪ SSP3 - "Rivalidad regional: Un camino escabroso" (Grandes desafíos para la mitigación y la adaptación)

El resurgimiento del nacionalismo, las preocupaciones sobre la competitividad y la seguridad, y los conflictos regionales impulsan a los países a centrarse cada vez más en asuntos internos o, como mucho, regionales. Las políticas cambian para orientarse cada vez más hacia las cuestiones de seguridad nacional y regional. Los países se enfocan en el logro de objetivos de seguridad energética y alimentaria dentro de sus propias regiones, en detrimento de un desarrollo más amplio. Las inversiones en educación y desarrollo tecnológico disminuyen. El desarrollo económico es lento, el consumo es intensivo en materiales y las desigualdades persisten o se agravan. El crecimiento demográfico es bajo en los países industrializados y alto en los países en desarrollo. La baja prioridad internacional para abordar las preocupaciones ambientales conduce a una fuerte degradación ambiental en algunas regiones.

▪ SSP4 - "Desigualdad: Un camino dividido" (Pocos desafíos para la mitigación, grandes desafíos para la adaptación)

Las inversiones altamente desiguales en capital humano, combinadas con crecientes disparidades en las oportunidades económicas y el poder político, conducen a crecientes desigualdades y estratificación tanto entre países como dentro de ellos. Con el tiempo, se amplía la brecha entre la sociedad conectada internacionalmente que contribuye a los sectores de la economía global con un uso intensivo de conocimientos y capital, y un conjunto fragmentado de sociedades de bajos ingresos y bajo nivel educativo que operan en una economía intensiva en mano de obra y baja tecnología. La cohesión social se degrada y los conflictos y disturbios se vuelven cada vez más comunes. El desarrollo tecnológico es alto en la economía y los sectores de alta tecnología. El sector energético, conectado globalmente, se diversifica, con inversiones tanto en combustibles con alto contenido de carbono (carbón, petróleo no convencional) como en fuentes de energía bajas en carbono. Las políticas ambientales se centran en los problemas locales en las zonas de ingresos medios y altos.

▪ SSP5 - "Desarrollo basado en combustibles fósiles: Tomar la autopista" (Altos desafíos para la mitigación, bajos desafíos para la adaptación)

El mundo deposita cada vez más confianza en los mercados competitivos, la innovación y las sociedades participativas para producir un rápido progreso tecnológico y desarrollo de capital humano como camino hacia la sostenibilidad. Los mercados globales están cada vez más integrados. Hay fuertes inversiones en salud, educación e instituciones para mejorar el capital humano y social. Al mismo tiempo, el impulso para el desarrollo económico y social se combina con la explotación de abundantes recursos de combustibles fósiles y la adopción de estilos de vida intensivos en recursos y energía en todo el mundo. Todos estos factores conducen a un rápido crecimiento de la economía global, mientras que la población mundial alcanza su punto máximo y disminuye en el siglo XXI. Los problemas ambientales locales se gestionan con éxito. Existe confianza en la capacidad de gestionar eficazmente los sistemas sociales y ecológicos, incluso mediante la geoingeniería si es necesario.

En general, las SSP1 y SSP5 son bastante similares porque prevén tendencias relativamente optimistas para el desarrollo humano, con fuertes inversiones en salud y educación, un rápido crecimiento económico e instituciones con un funcionamiento eficaz, pero se diferencian en que la SSP1 augura una creciente transición hacia las prácticas sostenibles, en tanto que la SSP5 asume que dichos logros serán producto de un alto consumo energético y de combustibles fósiles. En el extremo contrario, las SSP3 y SSP4 son más pesimistas acerca del futuro desarrollo económico y social, con poca inversión en educación o salud en los países empobrecidos, además de un rápido crecimiento de la población y las desigualdades. Entre ambos contingentes, la SSP2 representa un escenario intermedio en el que los patrones históricos de

desarrollo humano siguen vigentes sin mayores cambios a lo largo del siglo XXI (Ibíd.).

Finalmente, las SSP incluyen un indicador representativo de las condiciones generales de la trayectoria, que remite a los múltiples escenarios de emisiones que conducirían a diferentes niveles de forzamiento radiativo y, por ende, a aumentos correspondientes de la temperatura global; así, por ejemplo, la notación convencional de un escenario particular sería: SSP1-1.9 donde "SSP1" corresponde a la narrativa del futuro posible y "1.9" alude al objetivo de forzamiento radiativo (1,9 w/m2 en 2100) que, a su vez, proporciona el punto de partida para el desarrollo de los escenarios de mitigación (Climate Data, 2022); asimismo, dentro de la misma narrativa socioeconómica general se pueden establecer diferentes supuestos sobre las ambiciones de mitigación o de restricción del forzamiento radiativo, que pueden llevar a diferentes niveles de emisiones; por ejemplo, las SSP1-1.9 y SSP1-2.6 comprenden dos escenarios distintos de una misma narrativa socioeconómica ("Sostenibilidad: Tomando la vía verde"), cada uno comprometido con el logro de un objetivo de forzamiento radiativo específico (1,9 w/m2 y 2,6 w/m2 en 2100, respectivamente), lo que a posteriori conduce a la aplicación de diferentes acciones de mitigación para el logro del objetivo propuesto (Ibíd.).

Volviendo al SPM-GT1 (el *Resumen para Responsables de Políticas* elaborado por el *Grupo de Trabajo I*) (IPCC, 2021), éste evalúa la respuesta climática a cinco escenarios ilustrativos que abarcan el posible desarrollo futuro de los factores antropogénicos del CC, partiendo del año 2015: SSP1-1.9 y SSP1-2.6, escenarios con emisiones de GEI "muy bajas" y "bajas", respectivamente, que siguen las tendencias de emisiones de CO2 que disminuyen hasta cero emisiones netas hacia mediados del siglo XXI y luego se mantienen en distintos niveles de emisiones netas negativas de CO2; SSP2-4.5, un escenario con emisiones de GEI "intermedias" que se mantiene en torno a los niveles actuales de emisiones de CO2 hasta mediados del siglo y luego comienza a disminuir; SSP3-7.0 y SSP5-8.5, dos escenarios con emisiones de GEI "altas" y "muy altas", respectivamente, que siguen trayectorias de aumento de emisiones de CO2 hasta el fin de siglo, alcanzando valores que casi duplican el nivel de emisiones actual. El Informe aclara que el nivel de emisiones varía entre los distintos escenarios en función de los supuestos socioeconómicos, los niveles de mitigación del CC y los diversos controles de la contaminación atmosférica (aplicables al caso de los aerosoles y los precursores del ozono no metano, esto es, los gases contaminantes emitidos por vehículos e industrias que, al reaccionar con la radiación solar, se convierten en *ozono troposférico* -a nivel del suelo-, un gas altamente peligroso para la salud).

Con base en estos cinco escenarios, el SPM-GT1 presenta las principales conclusiones de las proyecciones de los modelos climáticos sobre los cambios futuros en el Sistema Climático Global, las cuales repasaremos brevemente a continuación.

Calentamiento global

En términos generales, la temperatura superficial global seguirá aumentando al menos hasta mediados de siglo en todos los escenarios. Visto en detalle, para el periodo 2021-2040, en todos los escenarios se supera el límite de 1,5℃ propuesto por el ADP (por ejemplo, en comparación con referencia al periodo 1850-1900, la temperatura media superficial global sería entre 1,2-1,7℃ más elevada en el escenario SSP1-1.9, y entre 1,3-1,9℃ en el SSP5-8.5); para el periodo 2041-2060, se alcanzaría o superaría el límite de 2℃ propuesto por el ADP (por ejemplo, la temperatura media superficial global sería entre 1,2-2,0℃ más elevada en el escenario SSP1-1.9, y entre 1,9-3,0℃ en el SSP5-8.5); para el periodo 2081-2100, sólo en el escenario SSP1-1.9, en el que se proyecta el logro de una fuerte tendencia de emisiones netas negativas de CO2, la temperatura media superficial global disminuye respecto de los periodos previos (se elevaría entre 1,0-1,8℃ en referencia al periodo 1850-1900), mientras que en los demás escenarios continúa la fuerte tendencia ascendente (por ejemplo, la temperatura media superficial global se incrementaría entre 2,1-3,5℃ en el escenario SSP2-4.5 (el que mantiene los patrones históricos de desarrollo humano vigentes en la actualidad); entre 2,8-4,6℃ en el SSP3-7.0; y entre 3,3-5,7℃ en el SSP5-8.5), llegando a valores no vistos desde hace más de 3 Ma, en el Plioceno.

Dado que muchos de los cambios en el Sistema Climático se intensifican en relación directa con el aumento del calentamiento global, se prevé que también habría un incremento de la frecuencia e intensidad de los extremos de calor, las olas de calor marinas, las precipitaciones intensas, las sequías agrícolas y ecológicas (en algunas regiones), la proporción de ciclones tropicales intensos, y la reducción del hielo marino, la capa de nieve y el permafrost del Ártico. Además, resulta prácticamente seguro que la superficie terrestre continuará calentándose más que la superficie del océano (probablemente entre 1,4-1,7 veces más), y que el Ártico seguirá una tendencia semejante, calentándose a un nivel por encima del doble de la tasa de calentamiento global. Asimismo, con cada incremento adicional del calentamiento global, se prevé que los cambios en los extremos continúen siendo mayores.

Precipitaciones

El Informe proyecta que el continuo calentamiento global intensificará aún más el ciclo global del agua, incluyendo su variabilidad, la precipitación monzónica global y la severidad de los eventos húmedos y secos. En este sentido, se prevé que las precipitaciones y los flujos de agua superficial se volverán más variables en la mayoría de las regiones terrestres dentro de las estaciones y de un año a otro. Un clima más cálido intensificará los fenómenos meteorológicos y climáticos muy húmedos y muy secos, con implicaciones para las

inundaciones o las sequías, aunque la ubicación y frecuencia de estos fenómenos depende de los cambios proyectados en la circulación atmosférica regional, incluidos los monzones y las trayectorias de las tormentas en las latitudes medias.

Calentamiento del océano

El Informe indica que las emisiones históricas de GEI acumuladas desde 1750 han comprometido al océano global con el calentamiento futuro, y que durante el resto del siglo XXI el calentamiento probable del océano oscilará entre 2-4 veces en el escenario SSP1-2.6 y entre 4-8 veces en el SSP5-8.5 respecto del cambio ocurrido en el periodo 1971-2018. En concreto, para los escenarios SSP1-1.9 y SSP1-2.6 se prevén aumentos moderados de la temperatura superficial del océano de entre 1-2℃ durante todo el siglo XXI respecto de los valores del periodo 1850-1900; en contraposición, para los tres restantes escenarios se proyectan cambios más abruptos, sobretodo para el periodo 2081-2100, en tanto se estima que la temperatura superficial del océano aumentará entre 2-3℃ en el escenario SSP2-4.5; ent re 3-4℃ en el SSP3-7.0; y entre 4-5℃ en el SSP5-8.5. Asimismo, la evidenci a indica que la estratificación de las capas superiores, la acidificación y la desoxigenación del océano global continuarán aumentando en el siglo XXI, a un ritmo que dependerá de las emisiones futuras. El Informe concluye que los cambios en la temperatura global del océano global son irreversibles en escalas de tiempo de siglos a milenios.

Acidificación del océano

Como mencionamos en el párrafo anterior, el Informe proyecta que la acidificación del océano global seguirá aumentando durante el siglo XXI, aunque el ritmo de este incremento dependerá de cada escenario de emisiones; de esta forma, para los escenarios SSP1-1.9 y SSP1-2.6 se prevé que el valor del pH (nivel de acidificación) de la superficie del océano global oscilará en torno a los valores actuales (8,0-8,1) durante el siglo XXI; en contrapartida, se proyectan fuertes descensos del pH (es decir, un aumento de la acidez del agua) en el resto de los escenarios, sobretodo para el periodo 2081-2100, en tanto que el valor del pH se ubicará entre 7,9-7,8 para el escenario SSP2-4.5; entre 7,8-7,7 para el SSP3-7.0; y entre 7,7-7,6 para el SSP5-8.5. Asimismo, el Informe concluye que los cambios en la acidificación de las profundidades oceánicas son irreversibles en escalas de tiempo de siglos a milenios.

Glaciares y permafrost

Se prevé que los glaciares de montaña y polares, así como el permafrost, continuarán derritiéndose durante décadas o siglos; así, tanto para los casquetes polares del Ártico como de la Antártida se anticipa una pérdida continúa de hielo que aumentaría considerablemente con las emisiones acumuladas. En el caso del Ártico, se prevé que, para el periodo 2081-2100, la capa de hielo marino durante el mes de septiembre (finales del verano boreal) alcanzará un mínimo histórico en los escenarios SSP1-1.9 y SSP1-2.6 con valores que rondarán los 2 Mkm2 de superficie; en tanto que para los escenarios SSP2-4.5, SSP3-7.0 y SSP5-8.5 (en escala creciente) alcanzará un valor inferior a 1 Mkm2, lo que significaría que el Ártico estaría prácticamente libre de hielo. El Informe concluye que los cambios en la capa de hielo son irreversibles en escalas de tiempo de siglos a milenios, y que la pérdida de carbono del permafrost durante su descongelamiento también resulta irreversible en escalas de tiempo de siglos.

Nivel del mar

El Informe asevera que el nivel medio global del mar continuará aumentando durante el siglo XXI en todos los escenarios; en particular, los cambios más abruptos se prevén para el periodo 2081-2100: respecto del periodo 1995-2014, el probable aumento del nivel medio global del mar para el escenario SSP1-1.9 será de entre 0,28-0,55 m; para el SSP1-2.6 de entre 0,32-0,62 m; para el SSP2-4.5 de entre 0,44-0,76 m; para el SSP5-8.5 de entre 0,63-1,01 m. Igualmente, no se puede descartar un aumento del nivel medio del mar a escala mundial por encima del rango probable (aprox. 2 m para el 2100 en el escenario SSP5-8.5) debido a la profunda incertidumbre en los procesos de la capa de hielo global. Por otra parte, a largo plazo, se proyecta que el nivel del mar seguirá aumentando durante los próximos siglos o milenios debido al constante calentamiento de las profundidades oceánicas y al derretimiento de la capa de hielo, y que se mantendrá elevado durante milenios; por caso, durante los próximos 2.000 años, con un calentamiento que se limite a 1,5℃, el nivel medio global del mar se incrementará entre 2-3 m; si se limita a 2℃, se incrementará entre 2-6 m; si se limita a 5℃, se incrementará entre 19-22 m; y continuará aumentando durante los milenios siguientes.

Sumideros naturales de carbono

El Informe advierte que la eficacia de los sumideros naturales de carbono terrestres y oceánicos será mucho menor en la medida en que se mantenga el

aumento de las emisiones de CO2, por lo que su capacidad para frenar la acumulación de CO2 en la atmósfera estará seriamente comprometida. De este modo, para el periodo 2081-2100, se prevé que en el escenario SSP1-1.9 (con una emisión estimada en torno a las 3.000 GtnCO2e) la eficacia de los sumideros naturales de carbono terrestres y oceánicos alcanzará el 70% (absorberán aprox. 2.000 GtnCO2e); en el SSP1-2.6 (con una emisión próxima a las 4.000 GtnCO2e) la eficacia será del 65% (absorberán un poco más de 2.000 GtnCO2e); en el SSP2-4.5 (con emisiones cercanas a las 6.000 GtnCO2e) la eficacia será del 54% (absorberán aprox. 3.000 GtnCO2e); en el SSP3-7.0 (con emisiones en torno a las 8.000 GtnCO2e) la eficacia será del 44% (absorberán menos de 4.000 GtnCO2e); y en el SSP5-8.5 (con emisiones superiores a las 10.000 GtnCO2e) la eficacia será del 38% (absorberán aprox. 4.000 GtnCO2e). En este sentido, la magnitud de las retroalimentaciones entre el CC y el ciclo del carbono se vuelve mayor pero también más incierta, sobretodo en los escenarios de altas emisiones de CO2. Asimismo, las respuestas adicionales de los ecosistemas al calentamiento, que aún no se incluyen plenamente en los modelos climáticos (por ejemplo, los flujos de CO2 y metano de los humedales, el deshielo del permafrost y los incendios forestales) aumentarían aún más las concentraciones de GEI en la atmósfera.

Finalmente, reafirmando la conclusión establecida en el AR5 de que existe una relación casi lineal entre las emisiones antropogénicas acumuladas de CO2 y el calentamiento global que éstas provocan, el Informe afirma que, desde una perspectiva de las ciencias físicas, limitar el aumento de la temperatura global inducido por la humanidad, a cualquier nivel, requiere como requisito indispensable limitar las emisiones acumuladas de CO2 alcanzando las cero emisiones netas de CO2 antropogénico, junto con fuertes reducciones de las emisiones de otros GEI (fundamentalmente el metano), y que limitar el aumento de la temperatura global a un nivel específico implicaría limitar las emisiones acumuladas de CO2 dentro de un presupuesto de carbono; de esta manera, si se alcanzaran y mantuvieran las emisiones negativas de CO2 a nivel global, el aumento de la temperatura superficial global inducido por la acumulación de CO2 se revertiría gradualmente, pero esto no implicaría frenar el desarrollo del Cambio Climático, debido a que los otros cambios producidos en el Sistema Climático continuarían con su trayectoria actual durante décadas o, incluso, milenios (tales los mencionados casos del deshielo del permafrost y los glaciares, el calentamiento, la desoxigenación y la acidificación del océano global, y la subida del nivel del mar).

Ahora bien, respecto de las consecuencias que los posibles futuros climáticos tendrían en los sistemas naturales y humanos, las principales conclusiones presentadas en el *Resumen para Responsables de Políticas* (SPM), la contribución del *Grupo de Trabajo II* (GT2) (que tiene la misión de evaluar la bibliografía científica producida a nivel mundial sobre los impactos, la adaptación y la vulnerabilidad al Cambio Climático) al AR6, publicado en 2022, ofrece un amplio panorama de la cuestión. Desde el principio, el SPM-GT2, por una parte, reconoce la interdependencia existente entre el clima, los ecosistemas y la biodiversidad, así como de las sociedades humanas, e integra

el conocimiento producido por las ciencias naturales, ecológicas, sociales y económicas; y por otra, afirma que la evaluación de los impactos y riesgos del CC, así como la adaptación, se contrasta con las tendencias globales no climáticas que se desarrollan simultáneamente, como la pérdida de biodiversidad, el consumo insostenible general de los recursos naturales, la degradación de la tierra y los ecosistemas, la rápida urbanización, los cambios demográficos, las desigualdades sociales y económicas, y una pandemia. Por consiguiente, el Informe sostiene que el riesgo[81] ocupa un lugar fundamental en el trabajo del GT2, al proporcionar un marco para comprender los impactos cada vez más graves, interconectados y, a menudo, irreversibles del CC en los ecosistemas, la biodiversidad y los sistemas humanos; los diferentes impactos entre regiones, sectores y comunidades; y la mejor manera de reducir las consecuencias adversas para las generaciones actuales y futuras. Por ende, en el contexto del CC, el riesgo puede surgir de las interacciones dinámicas entre los peligros[82] relacionados con el clima, y la exposición[83] y la vulnerabilidad[84] de los sistemas humanos y ecológicos afectados.

El SPM-GT2 (IPCC, 2022b) se centra especialmente en el análisis de las transformaciones y las transiciones de sistemas en los sectores energético, terrestre, oceánico, costero y de agua dulce; urbano, rural y de infraestructura; e industrial y social; entendiendo que estas transiciones posibilitan la adaptación necesaria para lograr altos niveles de salud y de bienestar humanos, la resiliencia económica y social, la salud de los ecosistemas[85] y la

[81] El Informe define el *riesgo* como la posibilidad de consecuencias adversas para los sistemas humanos o ecológicos, reconociendo la diversidad de valores y objetivos asociados a dichos sistemas.

[82] El *peligro*, según el Informe, se presenta como la posible ocurrencia de un evento o tendencia física, natural o antropogénica, que puede provocar pérdidas de vidas, lesiones u otros impactos en la salud, así como daños y pérdidas a la propiedad, la infraestructura, los medios de vida, la prestación de servicios, los ecosistemas y los recursos ambientales.

[83] El Informe define la *exposición* como la presencia de personas; medios de vida; especies o ecosistemas; funciones, servicios y recursos ambientales; infraestructura; o activos económicos, sociales o culturales en lugares y entornos que podrían verse afectados negativamente.

[84] La *vulnerabilidad*, de acuerdo con el Informe, se define como la propensión o predisposición a verse afectado negativamente y abarca diversos conceptos y elementos, como la sensibilidad o susceptibilidad al daño y la falta de capacidad para afrontarlo y adaptarse.

[85] De acuerdo con el Informe, la *salud del ecosistema* representa una metáfora utilizada para describir el estado de un ecosistema por analogía con la salud humana, y, a pesar de que no existe un parámetro universalmente aceptado para un ecosistema saludable, se evalúa en función de su resiliencia al cambio, y los detalles dependen de las métricas (como la riqueza y abundancia de especies) que se empleen para su evaluación, así como de las aspiraciones sociales que la impulsen.

salud del planeta.[86] De esta forma, las evaluaciones de los riesgos climáticos consideran el posible CC futuro, el desarrollo social y las respuestas correspondientes, partiendo de la literatura sobre los impactos climáticos incluida en las proyecciones climáticas evaluadas en el AR6 o en versiones anteriores, además de aquella basada en las simulaciones de los modelos climáticos que forman parte del CMIP5 y CMIP6 (ya citados), mientras que las proyecciones futuras se basan en los valores de las emisiones o concentraciones de los escenarios ilustrativos de RCP y de SSP, respectivamente. El Informe, finalmente, adopta tres periodos de referencia futuros que abarcan el corto plazo (2021-2040), el mediano plazo (2041-2060) y el largo plazo (2081-2100), y los niveles comunes de calentamiento global relativos al periodo 1850-1900 para contextualizar y facilitar el análisis, síntesis y comunicación de los impactos y riesgos del cambio climático pasados, presentes y futuros evaluados, considerando múltiples líneas de evidencia.

▪ Riesgos a corto plazo (2021-2040)

En términos generales, el calentamiento global, que alcanzaría 1,5℃ a corto plazo, provocaría el inevitable aumento de múltiples peligros climáticos y presentaría múltiples riesgos para los ecosistemas y los seres humanos. Al respecto, el nivel de riesgo dependerá de las tendencias concurrentes a corto plazo en cuanto a la vulnerabilidad, la exposición, el nivel de desarrollo económico y la adaptación. Las medidas a corto plazo que limiten el calentamiento global en torno a 1,5℃ reducirían su stancialmente las pérdidas y daños proyectados en comparación con niveles de calentamiento más altos, pero no podrán eliminarlos por completo.

Respecto de la biodiversidad, el riesgo de pérdida será alto o muy alto en muchos ecosistemas terrestres, de agua dulce, costeros y marinos, debido al calentamiento a corto plazo y al aumento de la frecuencia, gravedad y duración de los fenómenos extremos. El incremento continuo y acelerado del nivel del mar comprometerá la inmersión y la pérdida de los ecosistemas costeros de baja altitud, e invadirá los asentamientos e infraestructuras costeras, exacerbando los impactos si continúan las tendencias de urbanización en las zonas expuestas, planteando más desafíos en los lugares donde la energía, el agua y otros servicios están limitados. A corto plazo los conflictos violentos y, por separado, los patrones migratorios, se verán impulsados por las condiciones socioeconómicas y de gobernanza más que por el cambio climático.

[86] Para el Informe, la salud planetaria remite a un concepto basado en la comprensión de que la salud y la civilización humanas dependen de la salud de los ecosistemas y de su gestión responsable.

▪ Riesgos a mediano y largo plazo (2041-2100)

A grandes rasgos, después de 2040, dependiendo del nivel de calentamiento global, el cambio climático conllevará numerosos riesgos para los sistemas naturales y humanos, con impactos evaluados a mediano y largo plazo varias veces superiores a los observados actualmente. Además, los impactos adversos proyectados, así como las pérdidas y daños asociados, se intensificarán con cada incremento del calentamiento global. No obstante, la magnitud y velocidad del CC y los riesgos asociados dependerán en gran parte de las medidas de mitigación y adaptación tomadas a corto plazo.

Biodiversidad

La pérdida y degradación de la biodiversidad, así como los daños y transformaciones de los ecosistemas, son actualmente riesgos clave para todas las regiones y seguirán aumentando con cada incremento del calentamiento global. Por tanto, en los ecosistemas terrestres, entre el 3-14% de las especies evaluadas (que suman decenas de miles a nivel mundial), con un calentamiento global de 1,5℃, se enfrentarán a un riesgo muy alto de extinción; y este riesgo aumentará al 3-18% con un calentamiento de 2℃; al 3-29% con uno de 3℃; al 3-39% con uno de 4℃; y al 3 -48% con uno de 5℃. Entretanto, en los ecosistemas oceánicos y costeros, el riesgo de pérdida de biodiversidad con un calentamiento global de 1,5℃ oscilará entre moderado y muy alto; con uno de 2℃ pasará directamente a muy alto; y con uno de 3℃ aumentará de alto a muy alto en la mayoría de los ecosistemas. Además, para las especies endémicas en puntos críticos de biodiversidad se proyecta que el riesgo de extinción se duplicará al menos desde el 2% con un calentamiento global de entre 1,5-2℃ y se multiplicará por diez si el calentamiento aumenta de 1,5℃ a 3℃.

Seguridad hídrica

Los riesgos en la disponibilidad física de agua y los peligros relacionados con el agua continuarán aumentando a mediano y largo plazo en todas las regiones evaluadas, con un mayor riesgo a niveles más altos de calentamiento global; especialmente los desafíos para la gestión del agua se exacerbarán a corto, mediano y largo plazo para las regiones que cuentan con recursos limitados. En cuanto a la disponibilidad de agua de deshielo para el riego, se proyecta que disminuirá hasta en un 20% con un calentamiento global de aprox. 2℃ para las cuencas fluviales dependientes del deshielo, mientras que, debido a la pérdida global de masa glaciar del 18+/- 13%, se prevé que disminuirá la

disponibilidad de agua para la agricultura, la energía eléctrica y los asentamientos humanos a mediano y largo plazo; asimismo, se proyecta que la disminución de la disponibilidad en ambos casos se duplicará con un calentamiento global de 4℃. Por otro lado, se prevé que los aumentos en daños directos por inundaciones serán de 1,4-2 veces mayores con un calentamiento global de 2℃, y de 2,5-3,9 veces mayores con un calentamiento de 3℃, en comparación con un calentamiento global de 1,5℃ sin adaptación; luego, con un calentamiento global de 4℃, se proyecta que aprox. el 10% de la superficie terrestre mundial se enfrentará a un aumento de los caudales fluviales, tanto extremos como bajos en la misma ubicación, con implicaciones para la planificación de todos los sectores del uso del agua.

Seguridad alimentaria

El Cambio Climático ejercerá una presión cada vez mayor sobre la producción y el acceso a los alimentos, especialmente en las regiones vulnerables, lo que socavará la seguridad alimentaria y la nutrición. El aumento de la frecuencia, intensidad y gravedad de las sequías, las inundaciones y las olas de calor, y el continuo aumento del nivel del mar incrementarán en las regiones vulnerables los riesgos para la seguridad alimentaria de moderados a altos con un calentamiento global de entre 1,5-2℃ con niveles bajos o nulos de adaptación; en tanto que con un calentamiento global de 2℃ o superior en el mediano plazo, los riesgos serán más graves, lo que provocará desnutrición y deficiencia de micronutrientes en varias regiones. El Calentamiento Global debilitará progresivamente la salud del suelo y los servicios ecosistémicos (como la polinización), aumentará la presión de las plagas y enfermedades, y reducirá la biomasa de animales marinos, lo que socavará la productividad alimentaria en muchas regiones terrestres y oceánicas.

Salud de la población

El Cambio Climático y los fenómenos extremos relacionados aumentarán significativamente la mala salud y las muertes prematuras a corto y largo plazo. A nivel mundial, la exposición de la población a las olas de calor seguirá aumentando con un calentamiento adicional, y se proyecta que los riesgos de las enfermedades transmitidas por los alimentos, el agua y los vectores (por ejemplo, el mosquito transmisor del Dengue) sensibles al clima aumentarán con todos los niveles de calentamiento. Se prevé que los problemas de salud mental (como el estrés y la ansiedad) se incrementarán con un mayor calentamiento global en todas las regiones evaluadas, en particular para los niños, los adolescentes, los ancianos y las personas con afecciones de salud subyacentes.

Urbanización

Los riesgos del Cambio Climático para las ciudades, los asentamientos y las infraestructuras clave aumentarán rápidamente a mediano y largo plazo con un mayor calentamiento global, especialmente en los lugares ya expuestos a las altas temperaturas, a lo largo de las costas o con alta vulnerabilidad. A nivel mundial, el cambio poblacional en las ciudades y asentamientos de baja altitud provocará que aprox. mil millones de personas estén en riesgo debido a los peligros climáticos específicos de la costa a mediano plazo en todos los escenarios, incluidas las islas pequeñas. Los costos de mantenimiento y reconstrucción de la infraestructura urbana, incluyendo la construcción, el transporte y la energía, aumentarán con el calentamiento global; y en estrecha relación, se proyecta que las interrupciones funcionales asociadas serán sustanciales, en particular para las ciudades, los asentamientos y la infraestructura ubicados sobre el permafrost en las regiones frías y en las costas.

Migraciones y conflictos

A mediano y largo plazo, el desplazamiento de personas aumentará con la intensificación de las precipitaciones fuertes y las inundaciones asociadas, los ciclones tropicales, las sequías y, cada vez más, el aumento del nivel del mar; esta migración involuntaria, a niveles progresivos de calentamiento global, se produciría desde las regiones con alta exposición y baja capacidad de adaptación. Por otra parte, en comparación con otros factores socioeconómicos, la influencia del clima en la generación de conflictos se evalúa como relativamente débil. A niveles más altos de calentamiento global los impactos de los fenómenos meteorológicos y climáticos extremos (en particular las sequías), al aumentar la vulnerabilidad, afectarán cada vez más los conflictos violentos intraestatales.

En resumidas cuentas, ambos informes (SPM-GT1 y SPM-GT2) coinciden en el planteamiento de un futuro sombrío para el clima terrestre, plagado de fuertes transformaciones del Sistema Climático y de múltiples riesgos para los sistemas naturales y humanos, pero dejando un resquicio abierto a la esperanza de que la humanidad, máxima responsable del calentamiento global que acusa el mundo, podrá en base a una labor mancomunada comenzar, si no a revertir la situación, por lo menos a atenuar los impactos en aquellas áreas más expuestas y vulnerables a los cambios que ya tomaron una dirección irreversible. Por nuestra parte, a lo largo del presente trabajo hemos podido observar y comprobar con evidencias científicas suficientes que los

periodos de cambio climático conllevan, por definición, importantes transformaciones de la dinámica del Sistema Climático y de crisis bióticas que han derivado en eventos de extinción (las B5 en casos extremos), la novedad de la situación actual respecto del pasado climático del planeta radica en la responsabilidad de una única especie en la generación de un cambio tan rápido, profundo y creciente, pero también con la capacidad consciente de poder revertir y/o atenuar este cambio producido, lo cual representa una situación inédita y sin precedentes en la prolongada historia de la Tierra, que deja al futuro del clima mundial y la Vida en un estado abierto y cargado de incertidumbre.

3. Bibliografía

ABASAGHI, F.; ZHANG, R.; LUO, Q.; WEI, R. (2025). Astronomical forces as a potential cause for the end-guadalupian biotic crisis: A case study from central Alborz, Iran. [En línea] En: Journal of Palaeogeography, Volume 14, Issue 2, April, Pages 603-628. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.jop.2024.12.007

ABDALA, F. (2018). Origen y evolución de Synapsida y origen de Mammalia. [En línea] En: MONTERO, R.; AUTINO, A. (EDITS.). Sistemática y filogenia de los vertebrados. Con énfasis en la fauna argentina. Tercera edición. Tucumán: Editorial Independiente. Disponible en:

https://ri.conicet.gov.ar/handle/11336/148086

ABEL, G. (2023a). Pterosaurios, los antiguos reyes de los cielos. [En línea] En: National Geographic España, Ciencia, 19 de octubre. Disponible en:

https://www.nationalgeographic.com.es/ciencia/pterosaurios-antiguos-reyes-cielos_20876

ABEL, G. (2023b). El Paleógeno, la vida después de la extinción de los dinosaurios. [En línea] En: National Geographic España, Ciencia, Prehistoria, 13 de diciembre. Disponible en:

https://www.nationalgeographic.com.es/ciencia/paleogeno-vida-despues-dinosaurios_21146

ABBOTT, B.; BISHOP, K.; ZARNETSKE, J.; ET AL. (2019). Human domination of the global water cycle absent from depictions and perceptions. [En línea] En: Nature Geoscience, Volume 12, 533–540. Disponible en:

https://doi.org/10.1038/s41561-019-0374-y

ACEITUNO BOCANEGRA, F.; ROJAS MORA, S. (2012). Del Paleoindio al Formativo: 10.000 años para la historia de la tecnología lítica en Colombia. [En línea] En: Boletín de Antropología, Universidad de Antioquia, Medellín, Volumen 26, Número 43, enero-diciembre, pp. 124-156. Disponible en:

https://www.google.com/url?sa=t&source=web&rct=j&opi=89978449&url=https://www.redalyc.org/pdf/557/55723950006.pdf&ved=2ahUKEwi7vf-3keOPAxXbHbkGHRpXDOsQFnoFCLcBEAE&usg=AOvVaw3gWExzmdKgBNW4W5MY9vgy

ACOSTA, M. (2022). Carpelos: qué son y su función. [En línea] En: Ecología Verde, 14 de enero. Disponible en:

https://www.google.com/amp/s/ecologiaverde.elperiodico.com/carpelos-que-son-y-su-funcion-3718.html%3famp=1

ACOSTA, M. (2024). Equisetos: qué son, características y ejemplos. [En línea] En: Ecología Verde, 1 de octubre. Disponible en:

https://www.google.com/amp/s/ecologiaverde.elperiodico.com/equisetos-que-son-caracteristicas-y-ejemplos-3003.html%3famp=1

ACTIS, A. (2023). Las cosechas en "riesgo sistémico" por el cambio climático: "Es una amenaza para la seguridad alimentaria". [En línea] En: La Política Online, Crisis climática, 20 de julio. Disponible en:

https://www.google.com/amp/s/www.lapoliticaonline.com/amp/264053-las-cosechas-en-riesgo-sistemico-por-elcambio-climatico-es-una-amenaza-para-la-seguridad-alimentaria/

AGENCIA ESTATAL DE METEOROLOGÍA (AEMET); OFICINA ESPAÑOLA DE CAMBIO CLIMÁTICO (OECC) (2021). Cambio Climático: Bases Físicas. Guía Resumida del Sexto Informe de Evaluación del IPCC. Grupo de Trabajo I. [En línea] Gobierno de España, Ministerio para la Transición Ecológica y Reto Demográfico, Madrid. Basado en materiales contenidos en el IPCC AR6 Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Disponible en:

https://www.miteco.gob.es/content/dam/miteco/es/ceneam/recursos/mini-portales-tematicos/ipcc-guia-resumida-gt1-bases-fisicas-ar6_tcm30-533081.pdf

AGIADI, K.; GIRONE, A.; KOSKERIDOU, E.; MOISSETTE, P.; CORNÉE, J.; QUILLÉVÉRÉ, F. (2018). Pleistocene marine fish invasions and paleoenvironmental reconstructions in the eastern Mediterranean. [En línea] En: Quaternary Science Reviews, Volume 196, 15 September, Pages 80-99. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.07.037

AKINDE, A. (2024). Arthropleura. Arthropleura armata. [En línea] En: AZ Animals, May 27. Disponible en:

https://a-z-animals.com/animals/arthropleura/

ALBA, D. (2024). El antropomorfo mioceno Oreopithecus: Un enigma de 150 años revisado. [En línea] En: Revista Divulga UAB, Universitat Autónoma de Barcelona, 20 de diciembre. Disponible en:

https://www.uab.cat/web/detalle-noticia/el-antropomorfo-mioceno-i-oreopithecus-/i-un-enigma-de-150-anos-revisado-1345680342040.html?noticiaid=1345935437262

ALCALDE, S. (2022). El origen de la humanidad se traslada al sur de África hace 200.000 años. [En línea] En: National Geographic España, Ciencia, 15 de diciembre. Disponible en:

https://www.nationalgeographic.com.es/ciencia/origen-humanidad-se-traslada-sur-africa-hace-200000-anos_14873

ALGEO, T.; SHEN, J. (2023). Theory and classification of mass extinction causation. [En línea] En: National Science Review, Sep 8, 11 (1). Disponible en:

https://doi.org/10.1093/nsr/nwad237

ALLEN, M.; DUBE, O.; SOLECKI, W.; ET AL. (2018). Framing and Context. [En línea] En: Global Warming of 1.5℃. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5℃ above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty [MASSON-DELMOTTE, V.; ZHAI, P.; PÖRTNER, H.; ET AL. (EDS.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA, pp. 49-92. Disponible en:

https://doi.org/10.1017/9781009157940.003.

ALTO COMISIONADO DE LAS NACIONES UNIDAS PARA LOS REFUGIADOS (ACNUR) (2024). Cambio climático y desplazamiento por desastres. [En línea] Qué Hacemos, Construir un Futuro Mejor, Medio Ambiente, Desastres y Cambio Climático, 25 de enero. Disponible en:

https://www.acnur.org/cambio-climatico-y-desplazamiento-por-desastres

ÁLVAREZ, L.; ÁLVAREZ, W.; ASARO, F.; MICHEL, H. (1980). Extraterrestrial Cause for the Cretaceous-Tertiary Extinction. [En línea] En: Science, Volume 208, Issue 4448, 6 June, pp. 1095-1108. Disponible en:

https://doi.org/10.1126/science.208.4448.1095

ÁLVAREZ, J. (2022). Cómo la Pequeña Edad del Hielo de la Antigüedad Tardía cambió el curso de la historia. [En línea] En: La Brújula Verde, Ciencia, Historia, 21 de noviembre. Disponible en:

https://www.labrujulaverde.com/2022/11/como-la-pequena-edad-del-hielo-de-la-antiguedad-tardia-cambio-el-curso-de-la-historia

ÁLVAREZ FARFÁN, M.; ALBRISA, V.; PÉREZ FONSECA, L. (2022). La prehistoria. Dilema conceptual. [En línea] En: Debates por la Historia, Volumen 10, Número 2, Chihuahua, julio/diciembre. Disponible en:

https://doi.org/10.54167/debates-por-la-historia.v10i2.890

AMOS, J. (2018). Bienvenidos a la Edad Megalayense, una nueva y polémica fase en la historia de la Tierra. [En línea] En: BBC News Mundo, 18 de julio. Disponible en:

https://www.bbc.com/mundo/noticias-44873818#:~:text=Centroam%C3%A9rica%20cuenta-,Bienvenidos%20a%20la%20Edad%20Megalayense%2C%20una%20nueva%20y%20pol%C3%A9mica%20fase,la%20historia%20de%20la%20Tierra&text=La%20historia%20oficial%20de%20la,controversia%20en%20la%20comunidad%20cient%C3%ADfica.&text=Varios%20investigadores%20aseguran%20que%20no,del%20Megalayense%20hace%20siete%20a%C3%B1os

AMOS, J. (2019). Scientists estimate Earth's total carbon store. [En línea] En: BBC, 1 October. Disponible en:

https://www.bbc.com/news/science-environment-49899039

ANDERSEN, R. (2025). Algae. [En línea] En: Britannica, History, Dec. 10. Disponible en:

https://www.britannica.com/science/algae

ANDREWS, R. (2023). ¿Se desataría el caos si se ralentizan las corrientes oceánicas del Atlántico? [En línea] En: National Geographic, Medio Ambiente, 11 de agosto. Disponible en:

https://www.nationalgeographic.es/medio-ambiente/2023/08/corrientes-oceanicas-atlantico-relantizancaos#:~:text=Las%20corrientes%20oce%C3%A1nicas%20transportan%20calor,la%20AMOC%2C%20podr%C3%ADa%20estar%20ralentiz%C3%A1ndose.

ANGUITA, F. (2005). Las causas de las glaciaciones. [En línea] En: Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, Volumen 13, Número 3, pp. 235-241. Disponible en:

https://www.google.com/url?sa=t&source=web&rct=j&opi=89978449&url=https://www.raco.cat/index.php/ECT/article/download/89054/133822&ved=2ahUKEwjMpZLzwbCNAxUJGbkGHcY4B0g4FBAWegQIOBAB&usg=AOvVaw3i_QhUOocwgL5niye_qdqO

ANTARCTIC SCIENCE PLATFORM (2023). New reconstructions of past ice sheet dynamics. [En línea] International Antarctic Centre, 2 October. Disponible en:

https://www.antarcticscienceplatform.org.nz/updates/new-reconstructions-of-past-ice-sheet-dynamics

ANTÓN, D. (2000). Capítulo 1: El agua y la vida. [En línea] En: ANTÓN, D.; DÍAZ DELGADO, C. (EDITS.). Sequía en un mundo de agua. San José/Toluca: Piriguazú Ediciones/CIRA-UAEM. Disponible en:

http://tierra.rediris.es/hidrored/ebooks/sequia/cap01.html

APAÉSTEGUI, J.; SIFEDDINE, A.; TURCQ, B.; ET AL. (2014). 2. Cambios climáticos del Holoceno. [En línea] En: GONZÁLEZ MOLINA, S.; VACHER, J. (COORD.). El Perú frente al cambio climático. Resultados de investigaciones franco-peruanas. IRD; Ministerio del Ambiente, Perú; Rèpublique Française. Disponible en:

https://www.google.com/url?sa=t&source=web&rct=j&opi=89978449&url=https://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/divers17-08/010070634.pdf&ved=2ahUKEwjcmriEiuKPAxVwIrkGHexhLes4ChAWegQIMhAB&usg=AOvVaw0sEvtJgigtH4JWK5emriQ8

ARENAS GARCÍA, N. (2012). Post-neoliberalismo en América Latina: En busca del paradigma perdido. [En línea] En: SEDICI, Universidad Nacional de la Plata. Disponible en:

https://repositoriosdigitales.mincyt.gob.ar/vufind/Record/SEDICI_fb8729687cfdcab5329275eba9ea5619

ARES, R. (2016). Un planeta: el desafío de vivir con lo que produce un único planeta. [En línea] Buenos Aires: Vázquez Mazzini Editores. Disponible en:

https://fundacionazara.org.ar/img/libros/un-planeta.pdf

ARIAS, C. (2007). Pliensbachian–Toarcian ostracod biogeography in NW Europe: Evidence for water mass structure evolution. [En línea] En: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Volume 251, Issues 3–4, 8 August, Pages 398-421. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.04.014

ASENSIO, P. (2021). Procynosuchus. [En línea] En: Mundo Prehistórico, 25 de octubre. Última actualización: 12 de septiembre de 2024. Disponible en:

https://www.mundoprehistorico.com/portfolio/procynosuchus/

ASHWORTH, A.; LEWIS, A. (2013). Antarctic Miocene Climate. [En línea] En: American Geophysical Union, Fall Meeting. Disponible en:

https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2013AGUFMPP34A..01A/abstract

ASHWORTH, J. (2023). The largest ever penguin species has been discovered in New Zealand. [En línea] En: Natural History Museum, News, 17 February. Disponible en:

https://www.nhm.ac.uk/discover/news/2023/february/largest-ever-penguin-species-discovered-new-zealand.html

ASHWORTH, J. (2025a). New early bird species revealed by fossils unearthed in China. [En línea] En: Natural History Museum, London, News, 12 February. Disponible en:

https://www.nhm.ac.uk/discover/news/2025/february/new-early-bird-species-revealed-fossils-unearthed-china.html

ASHWORTH, J. (2025b). Complex animals living millions of years before the Cambrian Explosion revealed by seabed tracks. [En línea] En: Natural History Museum, Science News, UK, 9 July. Disponible en:

https://www.nhm.ac.uk/discover/news/2025/july/complex-animals-living-before-cambrian-explosion.html

ASKHAM, B. (2024). Griffinflies: The earliest flying insects. [En línea] Natural History Museum, What on Earth? London, August 7. Última actualización: 10 de agosto de 2025. Disponible en:

https://www.nhm.ac.uk/discover/giant-dragonflies.html

ASSINE, M.; WARREN, L. (2021). Pre-Quaternary Glaciations. [En línea] En: Encyclopedia of Geology (Second Edition), Elsevier Ltd., Pages 475-485. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.12497-2

AUSTRALIAN MUSEUM (2018). The late Miocene Epoch (10.4-5 million years ago). [En línea] Australia, Sidney, Discover & Learn, November 12. Disponible en:

https://australian.museum/learn/australia-over-time/evolving-landscape/the-late-miocene-epoch/

AVERBUCH, O.; TRIBOVILLARD, N.; DE VLEESCHOUWER, X.; RIQUIER, L.; MISTIAEN, B.; VAN VLIET-LANOE, B. (2005). Mountain building-enhanced continental weathering and organic carbon burial as major causes for climatic cooling at the Frasnian–Famennian boundary (c. 376 Ma)? [En línea] En: Terra Nova, Volume 17, Issue 1 pp. 25-34. Disponible en:

https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2004.00580.x

BADII, M.; LANDEROS, J.; GARZA, V. (2008). Historia evolutiva de la vida. [En línea] CULCyT, Año 5, Número 24, Enero –Febrero. Disponible en:

https://dialnet.unirioja.es/descarga/articulo/2734246.pdf

BAMBACH, R.; KNOLL, A.; WANG, S. (2004). Origination, extinction, and mass depletions of marine diversity. [En línea] En: Paleobiology, Volume 30, Issue 4, April. Disponible en:

https://doi.org/10.1666/0094-8373(2004)0302.0.CO;2

BANCO MUNDIAL (2022). Qué es la seguridad alimentaria. [En línea] December 8. Última actualización: 24 de marzo de 2026. Disponible en:

https://www.bancomundial.org/es/topic/agriculture/brief/food-security-update/what-is-food-security

BARANIUK, C. (2022). How Animals May Have Conquered Snowball Earth. [En línea] En: Smithsonian Magazine, December 28. Disponible en:

https://www.smithsonianmag.com/science-nature/how-animals-may-have-conquered-snowball-earth-180981340/

BARASH, M. (2017). Environmental conditions as the cause of the great mass extinction of marine organisms in the Late Devonian. [En línea] En: Doklady Earth Sciences, Volume 475, 03 September, Pages 845–848. Disponible en:

https://doi.org/10.1134/S1028334X17080013

BARNADAS, A. (2024). La Pequeña Edad de Hielo, la ola de frío que asoló el Viejo Continente. [En línea] En: Historia, National Geographic, 23 de febrero. Disponible en:

https://historia.nationalgeographic.com.es/a/pequena-edad-hielo-ola-frio-que-asolo-viejo-continente_18751

BARTOLI, G.; SARNTHEIN, M.; WEINELT, M.; ERLENKEUSER, H ; GARBE-SCHÖNBERG, D.; LEA, D. (2005). Final closure of Panama and the onset of northern hemisphere glaciation. [En línea] En: Earth and Planetary Science Letters, Volume 237, Issues 1–2, 30 August, Pages 33-44. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.06.020

BARZUN, J.; HERRIN, J. (2015). The Iron Age. [En línea] En: Encyclopaedia Britannica, Article History, Agost 1. Última actualización: 9 de agosto de 2025. Disponible en:

https://www.britannica.com/topic/history-of-Europe/The-Iron-Age

BARZUN, J.; STIG SØRENSEN, M. (2016). The Bronze Age. [En línea] En: Encyclopaedia Britannica, Article History, January 15. Última actualización: 20 de agosto de 2025. Disponible en:

https://www.britannica.com/topic/history-of-Europe/The-Bronze-Age

BASSI, M. (2025). Scientists Discover 'Groundbreaking' Jurassic Fossil That Could Overhaul the Evolutionary History of Birds. [En línea] En: Smithsonian Magazine, February 13. Disponible en:

https://www.smithsonianmag.com/smart-news/scientists-discover-groundbreaking-jurassic-fossil-that-could-overhaul-the-evolutionary-history-of-birds-180986063/

BAYÓN, A. (2022). Dimetrodon, el 'reptil mamiferoide' de Jurassic World Dominion. [En línea] En: Muy Interesante, Ciencia, 12 de julio. Última actualización: 15 de julio de 2022. Disponible en:

https://muyinteresante.okdiario.com/ciencia/24514.html

BBC MUNDO (2018). Por qué los lagartos tienen un tercer ojo. [En línea] News, 12 de abril. Disponible en:

https://www.bbc.com/mundo/noticias-43735175

BEARD, K.C.; TEAFORD, M.F.; WALKER, A. (1993). New hand bones of the early Miocene hominoid Proconsul and their implications for the evolution of the hominoid wrist. [En línea] En: PREUSCHOFT, H.; CHIVERS, D.J. (EDS) Hands of Primates. Springer, Vienna. Disponible en:

https://doi.org/10.1007/978-3-7091-6914-8_25

BEHAVIOURAL ECOLOGY AND EVOLUTION OF SOCIAL INSECTS (BEES) (s/f). Hexapoda. [En línea] Universitat Autònoma De Barcelona (UAB). Disponible en:

https://webs.uab.cat/bees/hexapoda/

BELLE, L. (2023). Plantas C3, C4 y CAM explicadas. [En línea] En: FARBIO, 1 de mayo. Disponible en:

https://www.farbio.com/es-es/blogs/news/c3-c4-und-cam-pflanzen-erklart

BELKNAP, D. (2015). Hominin evolution. [En línea] En: Encyclopaedia Britannica, Article History, 26 June. Última actualización: 2 de septiembre de 2025. Disponible en:

https://www.britannica.com/science/Quaternary/Hominin-evolution

BELLWOOD, D.; WAINWRIGHT, P. (2002). Chapter 1 - The History and Biogeography of Fishes on Coral Reefs. [En línea] En: Coral Reef Fishes. Dynamics and Diversity in a Complex Ecosystem, Academic Press, San Diego, CA., Pages 5-32. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/B978-012615185-5/50003-7

BENÍTEZ, R. (2024). La acción climática mundial. Un panorama actual del estado de la lucha contra el Cambio Climático en el mundo. [Manuscrito Inédito] [En línea]. Buenos Aires: Investigación Independiente.

https://archive.org/details/benitez-la-accion-climatica-mundial-2024-libro-completo_202404

BENTLEY, C.; LAYOU, K.; KOHRS, R.; JAYE, S.; AFFOLTER, M.; RICKETTS, B. (2024). The Big Five. [En línea] En: Libre Texts GeoSciences, April 11. Disponible en:

https://geo.libretexts.org/Bookshelves/Geology/Historical_Geology_(Bentley_et_al.)/11%3A_Mass_Extinctions/11.02%3A_The_Big_Five#title

BENTON, M. (2018). Hyperthermal-driven mass extinctions: killing models during the Permian–Triassic mass extinction. [En línea] En: The Royal Society Publishing, Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences, 03 September. Disponible en:

https://doi.org/10.1098/rsta.2017.0076

BERBERIAN, G.; ROSANOVA, M. (2012). Impacto del cambio climático en las enfermedades infecciosas. [En línea] En: Archivos Argentinos de Pediatría, Volumen 110, Número 1, Buenos Aires, ene. / feb. Disponible en:

http://dx.doi.org/10.5546/aap.2012.39

BERGGREN, W. (2015). Cenozoic Era geochronology. [En línea] En: Britannica, Article History, July 5. Última actualización: 20 de junio de 2025. Disponible en:

https://www.britannica.com/science/Cenozoic-Era

BERKLEY, S.; HOYER, A. (2022). La emergencia climática aumenta el riesgo de pandemias. [En línea] En: El País, Planeta Futuro, Cambio Climático, 16 de diciembre. Disponible en:

https://www.google.com/amp/s/elpais.com/planeta-futuro/visionary-voices/2022-12-16/la-emergencia-climaticaaumenta-el-riesgo-de-pandemias.html%3foutputType=amp

BERKOVITZ, B.; SHELLIS, P. (2018). Chapter 9 - Primates. [En línea] En: The Teeth of Mammalian Vertebrates, Pages 149-178. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/B978-0-12-802818-6.00009-0

BI, S.; ZHENG, X.; WANG, X.; CIGNETTI, N.; YANG, S.; WIBLE, J. (2018). An Early Cretaceous eutherian and the placental–marsupial dichotomy. [En línea] En: Nature, Volume 558, Pages 390–395. Disponible en:

https://doi.org/10.1038/s41586-018-0210-3

BIALIK, M.; FRANK, M.; BETZLER, C.; ZAMMIT, R.; WALDMANN, N. (2019). Two-step closure of the Miocene Indian Ocean Gateway to the Mediterranean. [En línea] En: Scientific Reports, Volume 9, Article number: 8842. Disponible en:

https://doi.org/10.1038/s41598-019-45308-7

BIARI, Y.; KLINGELHOEFER, F.; FRANKE, D.; ET AL. (2021). Structure and evolution of the Atlantic passive margins: A review of existing rifting models from wide-angle seismic data and kinematic reconstruction. [En línea] En: Marine and Petroleum Geology, Volume 126, April, 104898. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.104898

BIJL, P.; BENDLE, J.; BOHATY, S.; ET AL. (2013). Eocene cooling linked to early flow across the Tasmanian Gateway. [En línea] En: PNAS, 110 (24), May 29, Pages 9645-9650. Disponible en:

https://doi.org/10.1073/pnas.1220872110

BIREN, M.; VAN SOEST, M.; WARTHO, J.; SPRAY, J. (2014). Dating the cooling of exhumed central uplifts of impact structures by the (U–Th)/He method: A case study at Manicouagan. [En línea] En: Chemical Geology, Volume 377, 4 June, Pages 56-71. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.03.013

BJÖRCK, S.; KROMER, B.; JOHNSEN, S.; ET AL. (1996). Synchronized Terrestrial Atmospheric Deglacial Records Around the North Atlantic. [En línea] En: Science, Volume 274, Issue 5290, 15 November, pp. 1155-1160. Disponible en:

https://doi.org/10.1126/science.274.5290.1155

BLACK, R. (2024). How to Make a Mammal in Nine Evolutionary Steps. [En línea] En: Smithsonian Magazine, November 12. Disponible en:

https://www.smithsonianmag.com/science-nature/how-to-make-a-mammal-in-nine-evolutionary-steps-180985289/

BLAKEMORE, E. (2017). Researchers Find Ancient Extinction Event Among Large Marine Creatures. [En línea] En: Smithsonian Magazine, June 28. Disponible en:

https://www.smithsonianmag.com/smart-news/new-extinction-event-found-among-old-school-sea-mammals-180963852/

BLANCO PICADO, P. (2018). El clima del pasado ayuda a entender el presente. [En línea] Universidad De Costa Rica, Noticias, Ciencia y Tecnología, 10 de agosto. Disponible en:

https://www.ucr.ac.cr/noticias/2018/8/10/el-clima-del-pasado-ayuda-a-entender-el-presente.html

BLASCO, L. (2022). Cómo la genética está reconstruyendo la fascinante travesía de los primeros humanos a América. [En línea] En: BBC News Mundo, Ciencia, 20 de enero. Disponible en:

https://www.bbc.com/mundo/resources/idt-3c7cd43a-42e9-4379-a5f1-a02af109fabf

BLAXLAND, B.; DOREY, F. (2022). Homo ergaster. [En línea] En: Australian Museum, Science of Life, Human Evolution, January 28. Disponible en:

https://australian.museum/learn/science/human-evolution/homo-ergaster/

BODNAR, J.; COTUREL, E.; SAGASTI, A.; PROCOPIO RODRÍGUEZ, J.; CENTI FERREI, M. (2023). La extinción de fines del Triásico y la recuperación de las floras jurásicas: evidencias del registro paleobotánico de Argentina. [En línea] En: VIII Simposio Argentino del Jurásico. Disponible en:

https://www.conicet.gov.ar/new_scp/detalle.php?keywords=&id=27232&congresos=yes&detalles=yes&congr_id=11587169

BOND, D.; WIGNALL, P. (2008). The role of sea-level change and marine anoxia in the Frasnian–Famennian (Late Devonian) mass extinction. [En línea] En: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Volume 263, Issues 3–4, 23 June, Pages 107-118. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2008.02.015

BORDAJANDI, D. (2024). Study reveals where and when Antarctic ice sheet first formed. [En línea] En: Imperial News, Imperial College London, London, 08 July. Disponible en:

https://www.imperial.ac.uk/news/254678/study-reveals-where-when-antarctic-she. t/

BORDINO, J. (2022). Cambios climáticos a lo largo de la historia. [En línea] En: Ecología Verde, Cambio Climático, 21 de enero. Disponible en:

https://www.ecologiaverde.com/cambios-climaticos-a-lo-largo-de-la-historia-3683.html

BORREL, J.; HOEKSTRA, W. (2023). Europa es consciente de que la acción por el clima es vital para la seguridad mundial. [En: EEAS, Unión Europea, Costa Rica, 11 de diciembre. Disponible en:

https://www.eeas.europa.eu/delegations/costa-rica/europa-es-consciente-de-que-la-acci%C3%B3n-por-el-clima-esvital-para-la-seguridad-mundial_en#top

BORUNDA, A. (2020). La sobreexplotación de los acuíferos esta acabando con nuestros ríos. [En línea] En: National Geographic, Ciencia, 5 de marzo. Disponible en:

https://www.nationalgeographic.es/ciencia/2020/03/sobreexplotacion-acuiferos-estaacabando-con-rios

BORUNDA, A. (2023). ¿Qué es la acidificación de los océanos y por qué se produce? [En línea] En: National Geographic, Medio Ambiente, 24 de marzo. Disponible en:

https://www.nationalgeographic.es/medio-ambiente/que-es-la-acidificacion-de-los-oceanos-y-por-que-se-produce

BRADSHAW, C.; LANGEBROEK, P.; LEAR, C.; ET AL. (2021). Hydrological impact of Middle Miocene Antarctic ice-free areas coupled to deep ocean temperatures. [En línea] En: Nature Geoscience, Volume 14, 13 May, Pages 429–436. Disponible en:

https://doi.org/10.1038/s41561-021-00745-w

BRALOWER, T.; BICE, D. (2021). Tipping Points. [En línea] College of Earth and Mineral Science, The Pennsylvania State University, October 26. Última actualización: 19 de julio de 2025. Disponible en:

https://www.e-education.psu.edu/earth103/node/1194

BRAND, U.; BLAMEY, N.; GARBELLI, C.; GRIESSHABER, E.; POSENATO, R.; ANGIOLINI, L.; AZMY, K.; FARABEGOLI, E.; CAME, R. (2016). Methane Hydrate: Killer cause of Earth's greatest mass extinction. [En línea] En: Palaeoworld, Volume 25, Issue 4, December, Pages 496-507. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.palwor.2016.06.002

BRAVO VELÁZQUEZ, E. (2013). Del Big Bang al Antropoceno: el andar de una naturaleza con derechos. Quito: Instituto de Estudios Ecologistas del Tercer Mundo

BREZINSKI, D.; BLAINE, C.; SKEMA, V.; STAMM, R. (2008). Late Devonian glacial deposits from the eastern United States signal an end of the mid-Paleozoic warm period. [En línea] En: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Volume 268, Issues 3–4, 24 October, Pages 143-151. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2008.03.042

BRIKIATIS, L. (2016). Late Mesozoic North Atlantic land bridges. [En línea] En: Earth Science Reviews, Volume 159, August, p. 47-57. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.05.002

BRITANNICA ENCYCLOPAEDIA (2025). Thermal radiation. [En línea] Science, Physics, Matter & Energy, Nov. 3. Disponible en:

https://www.britannica.com/science/thermal-radiation

BROCKLEHURST, R.; SCHACHNER, E.; CODD, J.; SELLERS, W. (2020). Respiratory evolution in archosaurs. [En línea] En: Philosophical Transactions of the Royal Society B. Biological Sciences, 375 (1793): 20190140. Disponible en:

https://doi.org/10.1098/rstb.2019.0140

BRUGGER, J.; HOFMANN, M.; PETRI, S.; FEULNER, G. (2019). On the Sensitivity of the Devonian Climate to Continental Configuration, Vegetation Cover, Orbital Configuration, CO2 Concentration, and Insolation. [En línea] En: Paleoceanography and Paleoclimatology, Volume 34, Issue 8, pp. 1375-1398. Disponible en:

https://doi.org/10.1029/2019PA003562

BRYN, B. (2014). Science: Insects Evolved With Earth's First Land Plants. [En línea] En: AAAS, News, 6 November. Disponible en:

https://www.aaas.org/news/science-insects-evolved-earths-first-land-plants#:~:text=Una%20nueva%20cronolog%C3%ADa%20de%20los,plantas%20terrestres%20de%20la%20Tierra

BUGGISCH, W.; JOACHIMSKI, M.; LEHNERT, O.; BERGSTRÖM, S.; REPETSKI, J.; WEBERS, G. (2010). Did intense volcanism trigger the first Late Ordovician icehouse? Available to Purchase. [En línea] En: Geology, 38 (4): 327–330. Disponible en:

https://doi.org/10.1130/G30577.1

BULLENS, L. (2022). Las islas del Pacífico luchan por sobrevivir ante la subida del nivel del mar. [En línea] En: France 24, Medio Ambiente, 2 de diciembre. Disponible en:

https://www.france24.com/es/medio-ambiente/20221202-las-islas-del-pac%C3%ADfico-luchan-por-sobrevivirante-la-subida-del-nivel-del-mar

BURGIN, C.; COLELLA, J.; KAHN, P.; UPHAM, N. (2018). How many species of mammals are there? [En línea] En: Journal of Mammalogy, Volume 99, Issue 1, 1 February, Pages 1–14. Disponible en:

https://doi.org/10.1093/jmammal/gyx147

BURKE, K.; WILLIAMS, J.; CHANDLER, M.; HAYWOOD, A.; LUNT, D.; OTTO-BLIESNER, B. (2018). Pliocene and Eocene provide best analogs for near-future climates. [En línea] En: PNAS, 115 (52), December 10. Disponible en:

https://doi.org/10.1073/pnas.1809600115

BUSCHMANN, H.; HOLZINGER, A. (2020). Understanding the algae to land plant transition. [En línea] En: Journal of Experimental Botany, Volume 71, Issue 11, 11 June, Pages 3241–3246. Disponible en:

https://doi.org/10.1093/jxb/eraa196

BUSHNELL, G. (1961). An Old World View of New World Prehistory. [En línea] En: American Antiquity, Volume 27, Issue 1, July, pp. 63 - 70. Publicación en línea: Cambridge University Press, 20 January 2017. Disponible en:

https://doi.org/10.2307/278234

CABALLERO, F. (2022). 50 años de la Cumbre de la Tierra de Estocolmo. [En línea] En: El Ágora, Diario del Agua, Cambio Climático, 3 de junio. Disponible en:

https://www.elagoradiario.com/desarrollo-sostenible/cambio-climatico/50-anos-cumbre-de-la-tierra-estocolmo/

CABEJ, N. (2020). Epigenetic Mechanisms of the Cambrian Explosion. [En línea] Elsevier Inc. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/B978-0-12-814311-7.00002-0

CABELLO, C. (2021). El top 5 de las extinciones masivas, más una sexta que quiere entrar en competencia. [En línea] En: Revista Ciencias de la Tierra, Geología Histórica, 19 de Abril. Disponible en:

https://revistacienciasdelatierra.com/la-tierra-en-el-pasado/geologia-historica/top-5-extinciones-masivas/9147/

CABOT, C. (2022). La biodiversidad: “Víctima del calentamiento global y una herramienta principal para combatirlo”. [En línea] En: France24, Medio Ambiente, COP15, 11 de diciembre. Disponible en:

https://www.france24.com/es/medio-ambiente/20221211-biodiversidad-calentamiento-global-cop15-cop27

CÁCERES, V. (2022). La mercantilización del agua. Apuntes para la reflexión. [En línea] En: Márgenes, Revista de Economía Política, Volumen 8, Número 8, Desarrollo y Problemas Medioambientales. Disponible en:

http://revistas.ungs.edu.ar/index.php/margenes/article/view/197/246

CALLOMON, J. (2003). The Middle Jurassic of western and northern Europe: its subdivisions, geochronology and correlations. [En línea] En: GEUS Bulletin, 1, 61-73. Disponible en:

https://doi.org/10.34194/geusb.v1.4648

CAMPBELL, I.; SQUIRE, R. (2010). The mountains that triggered the Late Neoproterozoic increase in oxygen: The Second Great Oxidation Event. [En línea] Geochimica et Cosmochimica Acta, Volume 74, Issue 15, 1 August, Pages 4187-4206. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.gca.2010.04.064

CANDE, S.; MUTTER, J. (1982). A revised identification of the oldest sea-floor spreading anomalies between Australia and Antarctica. [En línea] En: Earth and Planetary Science Letters, Volume 58, Issue 2, April, Pages 151-160. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/0012-821X(82)90190-X

CAPLAN, M.; BUSTIN, R. (1999). Devonian–Carboniferous Hangenberg mass extinction event, widespread organic-rich mudrock and anoxia: causes and consequences. [En línea] En: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Volume 148, Issue 4, May, Pages 187-207. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/S0031-0182(98)00218-1

CAPUTO, M. (1985). Late Devonian glaciation in South America. [En línea] En: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Volume 51, Issues 1–4, October, Pages 291-317. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/0031-0182(85)90090-2

CARDONA, T. (2019). Thinking twice about the evolution of photosynthesis. [En línea] En: Open Biology, 9 (3): 180246. Disponible en:

https://doi.org/10.1098/rsob.180246

CARMICHAEL, S.; WATERS, J.; KÖNIGSHOF, P.; SUTTNER, T.; KIDO, E. (2019). Paleogeography and paleoenvironments of the Late Devonian Kellwasser event: A review of its sedimentological and geochemical expression. [En línea] En: Global and Planetary Change, Volume 183, December, 102984. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2019.102984

CARROLL, A.; WARTES, M. (2003). Organic carbon burial by large Permian lakes, northwest China Available to Purchase. [En línea] En: CHAN, M.; ARCHER, A. (EDITS.). Extreme depositional environments: Mega end members in geologic time. VA: Geological Society of America. Book Chapter. Disponible en:

https://doi.org/10.1130/0-8137-2370-1.91

CARTER, L. (2012). Paraceratherium. [En línea] En: Prehistoric-Wildlife, September 17. Disponible en:

https://www.prehistoric-wildlife.com/species/paraceratherium/

CASADO, J. (2021). A Review of the Neoproterozoic Global Glaciations and a Biotic Cause of Them. [En línea] En: Earth Systems and Environment, Volumen 5, 17 October. Disponible en:

https://doi.org/10.1007/s41748-021-00258-x

CASTELLANOS, A. (2018). Sauropsida, el clado de los saurópsidos. [En línea] En: Animales Biología, Información reptiles, 21 de noviembre. Disponible en:

https://www.google.com/amp/s/animalesbiologia.com/reptiles/informacion-reptilia/sauropsida-sauropsidos%3famp

CASTILLA CAÑAMERO, G. (2021). Braquiópodos, los otros bivalvos de la explosión cámbrica. [En línea] En: Geología desde Ávila, 30 de julio. Disponible en:

https://geolodiaavila.com/2021/07/30/braquiopodos-los-otros-bivalvos-de-la-explosion-cambrica/

CASTILLA CAÑAMERO, G.; PÉREZ TARRUELLA, J.; ÉLEZ, J. (2024). Geolodía 24. Los 10 factores que condicionan la formación de un glaciar. [En línea] En: Geología desde Ávila, 12 de abril. Disponible en:

https://geolodiaavila.com/tag/continentalidad/

CATLING, D.; ZAHNLE, K. (2020). The Archean atmosphere. [En línea] En: Science Advances, Volume 6, Issue 9. Disponible en:

https://doi.org/10.1126/sciadv.aax1420

CENTRO AUSTRAL DE INVESTIGACIONES CIENTÍFICAS (CADIC) (2016). Hallazgo antártico determinante en la historia evolutiva de las aves. [En línea] CONICET, Divulgación Científica, 25 de octubre. Disponible en:

https://cadic.conicet.gov.ar/hallazgo-antartico-determinante-en-la-historia-evolutivade-las-aves/

CENTRO EUROPEO DE POSTGRADO (CEUPE) (2020). ¿Qué es el balance energético de la Tierra? [En línea] Ciencia, 7 de agosto. Última actualización: 12 de enero de 2025. Disponible en:

https://www.ceupe.com/blog/que-es-el-balance-energetico-de-la-tierra.html

CHEN, B.; JOACHIMSKI, M.; WANG, X.; SHEN, S.; QI, Y.; QIE, W. (2016). Ice volume and paleoclimate history of the Late Paleozoic Ice Age from conodont apatite oxygen isotopes from Naqing (Guizhou, China). [En línea] En: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Volume 448, 15 April, Pages 151-161. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.01.002

CHEN, R.; WANG, M.; DONG, L., ET AL. (2025). Earliest short-tailed bird from the Late Jurassic of China. [En línea] En: Nature, Volume 638, pages 441–448. Disponible en:

https://doi.org/10.1038/s41586-024-08410-z

CHORLEY, H. (2021). Antarctic ice sheet and climate evolution during the mid-Miocene. [En línea] Open Access Te Herenga Waka-Victoria University of Wellington. Thesis. Disponible en:

https://doi.org/10.26686/wgtn.14150105.v1

CIBOROWSKI, T.; PHILLIPS, B.; KERR, A.; BARFOD, D.; MARK, D. (2020). Petrogenesis of Siletzia: The world's youngest oceanic plateau. [En línea] En: Results in Geochemistry, Volume 1, September, 100004. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.ringeo.2020.100004

CLIMATE DATA (2022). Understanding Shared Socio-economic Pathways (SSPs). [En línea] June 15. Última actualización: 8 de febrero de 2026. Disponible en:

https://climatedata.ca/resource/understanding-shared-socio-economic-pathways-ssps/

CLUTSON, M.; BROWN, D.; TANNER, L. (2018). Distal Processes and Effects of Multiple Late Triassic Terrestrial Bolide Impacts: Insights from the Norian Manicouagan Event, Northeastern Quebec, Canada. [En línea] En: TANNER, L. (EDIT.). The Late Triassic World. Topics in Geobiology, Volume 46. Springer, Cham. Disponible en:

https://doi.org/10.1007/978-3-319-68009-5_5

COHEN, K.; FINNEY, S.; GIBBARD, P.; FAN, J. (2013). The ICS International Chronostratigraphic Chart. [En línea] International Commission on Stratigraphy (ICS). Última actualización: Mayo de 2021. Traducción al castellano de J.C. Gutiérrez-Marco. Disponible en:

http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2021-05Spanish.pdf

COLE, L.; COATES, M. (2010). End-Devonian extinction and a bottleneck in the early evolution of modern jawed vertebrates. [En línea] En: PNAS, 107 (22), May 17, 10131-10135. Disponible en:

https://doi.org/10.1073/pnas.0914000107

COLECCIÓN NACIONAL DE PECES (CNPE) (2011). Clase Placodermi. [En línea] UNAM, Instituto de Biología, México. Disponible en:

http://www.ibiologia.unam.mx/peces/evolucion_placodermi.html

COLLEGE OF ARTS & SCIENCES (CAS) (2006). Resumen histórico: La América precolombina y la conquista del Nuevo Mundo. [En línea] University of Pennsylvania, EEUU, November 7. Última actualización: 10 de marzo de 2025. Disponible en:

https://ccat.sas.upenn.edu/romance/spanish/219/05conquista/resumen.html

COLOMBO, L. (2019). Nuestros océanos en peligro. Es hora de actuar. [En línea] En: Greenpeace, Océanos, 27 de septiembre. Disponible en:

https://www.greenpeace.org/argentina/blog/issues/oceanos/nuestros-oceanos-en-peligro-es-hora-de-actuar/

COLUCCIO LESKOW, E. (2025). Energía cinética. [En línea] En: Enciclopedia Concepto, 21 de mayo. Disponible en:

https://concepto.de/energia-cinetica/.

COMELLAS, J. (2011). Historia de los cambios climáticos. Madrid: Ediciones Rialp.

COMISIÓN EUROPEA (2018). La acidificación de los océanos y su influencia en los mejillones. [En línea] CORDIS, Resultados de investigaciones de la UE, 11 de enero. Disponible en:

https://cordis.europa.eu/article/id/122769-a-hard-shell-how-mussels-are-affected-by-ocean-acidification/es

COMISIÓN EUROPEA (2023). Consecuencias del cambio climático. [En línea] Cambio climático, 8 de diciembre. Disponible en:

https://climate.ec.europa.eu/climate-change/consequences-climatechange_es#:~:text=El%20cambio%20clim%C3%A1tico%20puede%20agravar,la%20desertificaci%C3%B3n%20y%20las%20inundaciones

COMITÉ INTERNACIONAL DE LA CRUZ ROJA (CICR) (2020). Siete cosas que debes saber sobre el cambio climático y los conflictos. [En línea] Informe, 15 de julio. Disponible en:

https://www.icrc.org/es/document/siete-cosas-que-debes-saber-sobre-el-cambio-climatico-ylos-conflictos

CONDIE, K. (2022). Chapter 7 - Earth cycles. [En línea] En: Earth as an Evolving Planetary System (Fourth Edition), Pages 197-227. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/B978-0-12-819914-5.00001-9

CONSEJO NACIONAL DE INVESTIGACIONES CIENTÍFICAS Y TÉCNICAS (CONICET) (2019). Revelan nuevas evidencias sobre las primeras plantas que habitaron la Tierra. [En línea] Ciencias Exactas y Naturales, 23 de agosto. Disponible en:

https://www.conicet.gov.ar/revelan-nuevas-evidencias-sobre-las-primeras-plantas-que-habitaron-la-tierra/

COOK, T. (2019). Late Cretaceous Extreme Warmth at High Southern Latitudes. [En línea] En: EOS, 22 April. Disponible en:

https://eos.org/research-spotlights/late-cretaceous-extreme-warmth-at-high-southern-latitudes

CORDIS (2010). Las corrientes oceánicas ayudan a predecir el cambio climático. [En línea] Cambio Climático y Medio Ambiente, 27 de diciembre. Disponible en:

https://cordis.europa.eu/article/id/85915-ocean-currents-help-predict-climate-change/es

COSTA, E.; GARCÉS, M.; SÁEZ, A.; CABRERA, L.; LÓPEZ-BLANCO, M. (2011). The age of the "Grande Coupure" mammal turnover: New constraints from the Eocene–Oligocene record of the Eastern Ebro Basin (NE Spain). [En línea] En: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Volume 301, Issues 1–4, 15 February, Pages 97-107. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2011.01.005

COURTILLOT, V.; RENNE, P. (2003). On the ages of flood basalt events. [En línea] En: Comptes Rendus, Géoscience, Volume 335, Number 1, pp. 113-140. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/S1631-0713(03)00006-3

COURTILLOT, V.; KRAVCHINSKY, V.; QUIDELLEUR, X.; RENNE, P.; GLADKOCHUB, D. (2010). Preliminary dating of the Viluy traps (Eastern Siberia): Eruption at the time of Late Devonian extinction events? [En línea] En: Earth and Planetary Science Letters, Volume 300, Issues 3–4, 1 December, Pages 239-245. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.09.045

COURTIN, J.; ANDREEV, A.; RASCHKE, E.; BALA, S.; ET AL. (2021). Vegetation Changes in Southeastern Siberia During the Late Pleistocene and the Holocene. [En línea] En: Frontiers in Ecology and Evolution, Volume 9, Sec. Paleoecology, 25 April. Disponible en:

https://doi.org/10.3389/fevo.2021.625096

CRÓNICAS DE FAUNA (2019). En el umbral de la Humanidad: los australopitecos. [En línea] Octubre 24. Disponible en:

https://cronicasdefauna.blogspot.com/2019/10/en-el-umbral-de-la-humanidad-los.html?m=1

CRÓNICAS DE FAUNA (2021). Pelo y mamas. El origen de los Mamíferos. [En línea] 24 de junio. Disponible en:

https://cronicasdefauna.blogspot.com/2021/06/pelo-y-mamas-el-origen-de-los-mamiferos.html?m=1

CRUTZEN, P.; STOERMER, E. (2000). The Anthropocene. [En línea] En: Global Change Newsletter, 41 (May): 17-18. Disponible en:

https://www.mpic.de/3865097/the-anthropocene

CUESTA RUIZ-COLMENARES, M. (1992). Creodontos del Paleógeno de Castilla y León. [En línea] En: JIMÉNEZ FUENTES, E. (EDIT.). Vertebrados fósiles de Castilla y León. Salamanca: Museo de Salamanca. Disponible en:

http://hdl.handle.net/10366/82084

CUI, Q.; ZHANG, J.; HU, Y.; ET AL. (2025). Transient modeling for ocean redox conditions during the mid-cretaceous Oceanic Anoxic Event 2. [En línea] En: Global and Planetary Change, Volume 253, October, 104976 [En prensa]. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2025.104976

CUOMO, F. (2025). Un estudio asegura que la Tierra poseía océanos de otro color en la era primitiva. [En línea] En: Infobae, Ciencia, 15 de abril. Disponible en:

https://www.infobae.com/america/ciencia-america/2025/04/15/un-estudio-asegura-que-la-tierra-poseia-oceanos-de-otro-color-en-la-era-primitiva/

CWIENK, J. (2022). La crisis de la biodiversidad amenaza a la humanidad. [En línea] En: DW, Naturaleza y Medio Ambiente, 21 de junio. Disponible en:

https://www.dw.com/es/la-p%C3%A9rdida-de-biodiversidad-es-la-mayor-amenaza-para-la-humanidad/a-62200432

DALVOY (2023). Characterise progymnosperms with examples. Mention their phylogenetic significance. [En línea] Botany-Paper-I. Disponible en:

https://www.dalvoy.com/en/upsc/mains/previous-years/2023/botany-paper-i/progymnosperms-characteristics-phylogeny

DAVIES, J.; MARZOLI, A.; BERTRAND, H.; YOUBI, N.; ERNESTO, M.; SCHALTEGGER, U. (2017). End-Triassic mass extinction started by intrusive CAMP activity. [En línea] En: Nature Communications, Volume 8, May, Article Number: 15596. Disponible en:

https://doi.org/10.1038/ncomms15596

DAVIS, C; SCHAEFER, H. (2011). Plant Evolution: Pulses of Extinction and Speciation in Gymnosperm Diversity. [En línea] En: Current Biology, Volume 21, Issue 24, 20 December, Pages R995-R998. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.cub.2011.11.020

DE LA FUENTE, P. (2025). ¿Cuál es la temperatura en la Luna? [En línea] En: Meteored, Astronomía, 22 de febrero. Disponible en:

https://www.meteored.com.ar/noticias/astronomia/cual-es-la-temperatura-en-la-luna.html

DE LA VEGA, E.; CHALK, T.; WILSON, P.; BYSANI, R.; FOSTER, G. (2020). Atmospheric CO2 during the Mid-Piacenzian Warm Period and the M2 glaciation. [En línea] En: Scientific Reports, Volume 10, 09 July, Article number: 11002. Disponible en:

https://doi.org/10.1038/s41598-020-67154-8

DE LÁZARO, E. (2014). Pelagornis sandersi: Paleontologist Discovers Largest-Ever Flying Bird. [En línea] En: Sci News, Jul 8. Disponible en:

https://www.sci.news/paleontology/science-pelagornis-sandersi-largest-ever-flying-bird-02046.html#google_vignette

DE VLEESCHOUWER, D.; RAKOCINSKI, M.; RACKI, G.; BOND, D.; SOBIEN, K.; CLAEYS, P. (2013). The astronomical rhythm of Late-Devonian climate change (Kowala section, Holy Cross Mountains, Poland). [En línea] En: Earth and Planetary Science Letters, Volume 365, 1 March, Pages 25-37. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.01.016

DE VLEESCHOUWER, D.; CRUCIFIX, M.; BOUNCEUR, N.; CLAEYS, P. (2014). The impact of astronomical forcing on the Late Devonian greenhouse climate. [En línea] En: Global and Planetary Change, Volume 120, September, Pages 65-80. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.06.002

DE VLEESCHOUWER, D.; DA SILVA, A.; SINNESAEL, M.; CHEN, D.; DAY, J.; WHALEN, M.; GUO, Z.; CLAEYS, P. (2017). Timing and pacing of the Late Devonian mass extinction event regulated by eccentricity and obliquity. [En línea] En: Nature Communications, Volume 8, Article Number: 2268, 22 December. Disponible en:

https://doi.org/10.1038/s41467-017-02407-1

DEEGAN, F.; PEASE, V.; SILVA, I.; BÉDARD, J.; MORRIS, G. (2023). Age and Geochemistry of High Arctic Large Igneous Province Tholeiitic Magmatism in NW Axel Heiberg Island, Canada. [En línea] En: Geochemistry, Geophysics, Geosystems, Volume 24, Issue 11, 03 November. Disponible en:

https://doi.org/10.1029/2023GC011083

DEL ROSSO, N. (2019). If our closest relatives are chimps, why is some human DNA more like gorilla DNA? [En línea] En: The Tech Interactive, November 18. Disponible en:

https://www.thetech.org/ask-a-geneticist/articles/2019/incomplete-lineage-sorting/

DELABROYE, A.; VECOLI, M. (2010). The end-Ordovician glaciation and the Hirnantian Stage: A global review and questions about Late Ordovician event stratigraphy. [En línea] En: Earth-Science Reviews, Volume 98, Issues 3–4, February, Pages 269-282. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2009.10.010

DEMOULIN, C.; LARA, Y.; CORNET, L.; ET AL. (2019). Cyanobacteria evolution: Insight from the fossil record. [En línea] En: Free Radical Biology and Medicine (FRBM), Aug 20; 140: 206–223. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.freeradbiomed.2019.05.007

DESONIE, D. (2025). La atmósfera y los océanos primitivos. [En línea] En: FlexBooks 2.0, May 01. Disponible en:

https://flexbooks.ck12.org/cbook/ck-12-conceptos-de-ciencias-de-la-tierra-grados-6-8-en-espanol/section/10.14/primary/lesson/la-atm%C3%B3sfera-y-los-oc%C3%A9anos-primitivos/

DICCIONARIO MÉDICO (2023). Ontogenia. [En línea] Clínica Universidad de Navarra, España. Disponible en:

https://www.cun.es/diccionario-medico/terminos/ontogenia

DICCIONARIO PANHISPÁNICO DE DUDAS (DPD) (2021). Detrito. [En línea] Real Academia Española y Asociación de Academias de la Lengua Española, 2.ª Edición (Versión Provisional), 5 de octubre. Última actualización: 1 de diciembre de 2024. Disponible en:

https://www.rae.es/dpd/detrito

DICKINS, J. (1993). Climate of the Late Devonian to Triassic. [En línea] En: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Volume 100, Issues 1–2, January, Pages 89-94. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/0031-0182(93)90034-G

DIGITAL ATLAS OF ANCIENT LIFE (DAAL) (2018). 3. Geological time scale. [En línea] 20 de julio. Última actualización: 26 de mayo de 2025. Disponible en:

https://www.digitalatlasofancientlife.org/learn/geological-time/geological-time-scale/

DIPIETRO, J. (2018). Geology and Landscape Evolution. [En línea] Second Edition, Elsevier Inc. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/C2016-0-00800-8

DIRKS, P.; KIBII, J.; BERGER, L.; ET AL (2010). Geological Setting and Age of Australopithecus sediba from Southern Africa. [En línea] En: Science, Volume 328, Issue 5975, pp. 205-208. Disponible en:

https://doi.org/10.1126/science.1184950

DOLPH, G. (2023). Gymnosperms. [En línea] En: EBSCO. Disponible en:

https://www.ebsco.com/research-starters/anatomy-and-physiology/gymnosperms

DONNELLY, M. (2010). Los dinosaurios vivieron antes de lo que se pensaba. [En línea] En: SINC, 4 de marzo. Disponible en:

https://www.agenciasinc.es/Visual/Fotografias/Los-dinosaurios-vivieron-antes-de-lo-que-se-pensaba

DONOGHUE, P.; HARRISON, C.; PAPS, J.; SCHNEIDER, H. (2021). The evolutionary emergence of land plants. [En línea] En: Current Biology, Volume 31, Issue 19, R1281-R1298, October 11. Disponible en:

https://www.cell.com/current-biology/fulltext/S0960-9822(21)01028-9

DOREY, F. (2018a). Ardipithecus ramidus. [En línea] En: Australian Museum, Science of Life, Human Evolution, November 4. Disponible en:

https://australian.museum/learn/science/human-evolution/ardipithecus-ramidus/#:~:text=Relaciones%20con%20otras%20especies,en%20un%20nuevo%20g%C3%A9nero%2C%20Ardipithecus%20

DOREY, F. (2018b). Homo rudolfensis. [En línea] En: Australian Museum, Science of life, November 4. Disponible en:

https://australian.museum/learn/science/human-evolution/homo-rudolfensis/

DOREY, F. (2020). Homo sapiens – modern humans. [En línea] En: Australian Museum, Discover & Learn, Sidney, October 16. Disponible en:

https://australian.museum/learn/science/human-evolution/homo-sapiens-modern-humans/#:~:text=Cerebro,de%20casi%201500%20cent%C3%ADmetros%20c%C3%BAbicos

DOYLE, A. (2014). El deshielo de glaciares de la Antártida occidental es "irreversible". [En línea] En: Reuters, 13 de mayo. Disponible en:

https://www.reuters.com/article/oestp-clima-antartida-deshielo-idESKBN0DT08520140513

DRAGHI, C. (2015). Un océano demasiado gasificado. [En línea] En: NEXCIENCIA, UBA, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, 2 de noviembre. Disponible en:

https://nexciencia.exactas.uba.ar/cambio-climatico-calentamiento-globla-dioxido-carbono-mar-argentinoatlantico-sur-alberto-piola

DRAGHI, C. (2020). Peces huyen al sur. [En línea] En: NEXCIENCIA, UBA, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Cambio Climático, 6 de octubre. Disponible en:

https://nexciencia.exactas.uba.ar/corriente-brasil-atlantico-sur-cambio-climatico-calentamiento-globaldesplazamiento-peces-alberto-piola-barbara-franco

DR. BIOLOGY (2017). Clorofila y Cloroplastos Spanish. [En línea] En: Arizona State University, Ask A Biologist. Disponible en:

https://askabiologist.asu.edu/clorofila-y-cloroplastos

DUNN, F.; LIU, A. (2017). Fossil Focus: The Ediacaran Biota. [En línea] En: Palaeontology Online, Volume 7, Article 1, 1-15. Disponible en:

https://www.palaeontologyonline.com/?p=4267

DUNNING, H. (2014). Intricacies of insect evolution revealed. [En línea] En: Natural History Museum, London, News, 7 November. Disponible en:

https://www.nhm.ac.uk/discover/news/2014/november/intricacies-insect-evolution-revealed.html

DUNNING, H. (2016). Photosynthesis more ancient than thought, and most living things could do it. [En línea] En: Imperial College London, UK, Science, 14 March. Disponible en:

https://www.imperial.ac.uk/news/171358/photosynthesis-more-ancient-than-thought-most/#:~:text=Antepasado%20anterior,en%20la%20revista%20M%C3%81S%20UNO%20

EARLE, S. (2019). 2.4 Silicate Minerals. [En línea] Physical Geology - 2nd Edition. Disponible en:

https://opentextbc.ca/physicalgeology2ed/chapter/2-4-silicate-minerals/

EARLE, S. (2025). 4.1: Glacial Periods in Earth's History. [En línea] En: BCCampus, Vancover Island University, June 3. Disponible en:

https://geo.libretexts.org/Bookshelves/Geology/Environmental_Geology_(Earle)/04%3A_Glaciation/4.01%3A_Glacial_Periods_in_Earths_History

EARTH OBSERVATORY (2020). Un mundo en constante cambio: Temperaturas globales. [En línea] En: NASA, EEUU, March 6. Última actualización: 11 de octubre de 2025. Disponible en:

https://earthobservatory.nasa.gov/world-of-change/global-temperatures

ECKELMANN, K.; NESBOR, H.; KÖNIGSHOF, P.; LINNEMANN, U.; HOFMANN, M.; LANGE, J.; SAGAWE, A. (2014). Plate interactions of Laurussia and Gondwana during the formation of Pangaea — Constraints from U–Pb LA–SF–ICP–MS detrital zircon ages of Devonian and Early Carboniferous siliciclastics of the Rhenohercynian zone, Central European Variscides. [En línea] En: Gondwana Research, Volume 25, Issue 4, May, Pages 1484-1500. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.05.018

EDWARDS, D.; SELDEN, P. (1992). The development of early terrestrial ecosystems. [En línea] En: Botanical Journal of Scotland , Volume 46, Issue 2, Pages 337-366. Published online: 22 Apr 2009. Disponible en:

https://doi.org/10.1080/03746600508684794

EFEVERDE (2018). El nivel del mar bajó hasta 40 metros hace 30.000 años y no fue el único descenso. [En línea] Investigación Clima, 4 de septiembre. Disponible en:

https://efeverde.com/nivel-mar-40-metros-30-000-anos-descenso/

EHLERS, J.; GIBBARD, P. (2007). The extent and chronology of Cenozoic Global Glaciation. [En línea] En: Quaternary International, Volumes 164–165, April, Pages 6-20. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.quaint.2006.10.008

ELIAS, S.; SCHREVE, D. (2016). Late Pleistocene Megafaunal Extinctions. [En línea] En: Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.10283-0

ELTBAAKH, Y.; RUSLAN, M.; ALGHOUL, M.; OTHMAN, M.; SOPIAN, K. (2012). Issues concerning atmospheric turbidity indices. [En línea] En: Renewable and Sustainable Energy Reviews, Volume 16, Issue 8, October, Pages 6285-6294. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.rser.2012.05.034

ENCICLOPEDIA HUMANIDADES (2023). Período cretácico. [En línea] Geología, 23 de septiembre. Última actualización: 9 de julio de 2025. Disponible en:

https://humanidades.com/periodo-cretacico/

ENCYCLOPAEDIA BRITANNICA (2025). Gondwana, ancient supercontinent. [En línea] Article History. Last Updated: Jun 25. Disponible en:

https://www.britannica.com/place/Gondwana-supercontinent

ERBA, E.; BARTOLINI, A.; LARSON, R. (2004). Valanginian Weissert oceanic anoxic event. [En línea] En: Geology (2004) 32 (2): 149–152. Disponible en:

https://doi.org/10.1130/G20008.1

ERIKSSON, P.; ALTERMANN, W.; NELSON, D.; MUELLER, W.; CATUNEANU, O. (2004). Chapter 3 - Tectonism and Mantle Plumes through Time. [En línea] En: Developments in Precambrian Geology, Volume 12, Pages 161-270. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/S0166-2635(04)80005-7

ESTRADA, A. (2025). La historia detrás de el “Gran mural” de la Sierra de Guadalupe: un tesoro de arte en Baja California. [En línea] En: Infobae, México, 3 de enero. Disponible en:

https://www.infobae.com/mexico/2025/01/03/la-historia-detras-de-el-gran-mural-de-la-sierra-de-guadalupe-un-tesoro-de-arte-en-baja-california/

ETECÉ (2024). Edad de Bronce. [En línea] En: Enciclopedia Humanidades, Equipo Editorial, 26 de noviembre. Recuperado el 2 de septiembre de 2025. Disponible en:

https://humanidades.com/edad-de-bronce/

ETECÉ (2025). Período Clásico (América). [En línea] En: Enciclopedia Humanidades, 24 de junio. Recuperado el 23 de septiembre de 2025. Disponible en:

https://humanidades.com/periodo-clasico-america/

EUROPA PRESS (2016). La Pequeña Edad de Hielo de la Antigüedad Tardía, detrás de la caída del Imperio Romano Oriental. [En línea] En: IAGUA, Noticias, 8 de febrero. Disponible en:

https://www.iagua.es/noticias/ep/16/02/08/pequena-edad-hielo-antiguedad-tardia-detras-caida-imperio-romano-oriental

EUROPEAN SPACE AGENCY (ESA) (2025). Earth from Space: Manicouagan crater. [En línea] Applications, December 19. Disponible en:

https://www.esa.int/ESA_Multimedia/Images/2025/12/Earth_from_Space_Manicouagan_crater

EVANGELINOS, D.; ETOURNEAU, J.; ESCUTIA, C.; ET AL. (2024). Late Miocene onset of the modern Antarctic Circumpolar Current. [En línea] En: Nature Geoscience, Volume 17, 18 January, Pages 165–170. Disponible en:

https://doi.org/10.1038/s41561-023-01356-3

EYLES, N. (1993). Earth's glacial record and its tectonic setting. [En línea] En: Earth Science Reviews, Volumen 35, Número 1, September, Pp. 1-248. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/0012-8252(93)90002-O

FACULTY OF SCIENCES (2024). 8. Una aventura de 350 millones de años. [En línea] University of Granada, July 24. Última actualización: 20 de abril de 2025. Disponible en:

https://fciencias.ugr.es/en/20-cursos/semana-de-las-ciencias/451-8-exposicion-insectos-#:~:text=Durante%20el%20periodo%20Carbon%C3%ADfero%20(hace%20350%2D290%20millones,primitiva%20de%20unos%2070%20cm%20de%20envergadura

FAIRBRIDGE, R. (2025). Holocene environment and biota. [En línea] En: Encyclopaedia Britannica, August 23. Disponible en:

https://www.britannica.com/science/Holocene-Epoch/Holocene-environment-and-biota

FALCÓN, L.; MAGALLÓN, S.; CASTILLO, A. (2010). Dating the cyanobacterial ancestor of the chloroplast. [En línea] En: The ISME Journal, Volume 4, Issue 6, June, Pages 777–783. Disponible en:

https://doi.org/10.1038/ismej.2010.2

FANG, Q.; WU, H.; SHEN, S.; FAN, J.; HINNOV, L.; YUAN, D.; ZHANG, S.; YANG, T.; CHEN, J.; WU, Q. (2022). Astronomically paced climate evolution during the Late Paleozoic icehouse-to-greenhouse transition. [En línea] En: Global and Planetary Change, Volume 213, June, 103822. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2022.103822

FANG, Q.; WU, H.; SHEN, S.; ET AL. (2023). Long-period astronomical forcing of climatic and biological evolution during the late Paleozoic icehouse-to-greenhouse transition. [En línea] En: Earth-Science Reviews, Volume 240, May, 104402. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2023.104402

FARLEY, K.; MONTANARI, A.; COCCIONI, R. (2012). A record of the extraterrestrial 3He flux through the Late Cretaceous. [En línea] En: Geochimica et Cosmochimica Acta, Volume 84, 1 May, Pages 314-328. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.gca.2012.01.015

FATTORINI, S. (2021). Climate Change and Extinction Events. [En línea] Encyclopedia of Geology (Second Edition), Pages 585-595. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.12116-5

FENG, Z.; LV, Y.; GUO, Y.; ET AL. (2017). Leaf anatomy of a late Palaeozoic cycad. [En línea] En: Biology Letters, 13 (11): 20170456. Disponible en:

https://doi.org/10.1098/rsbl.2017.0456

FERNÁNDEZ, J. (1988). Anales de Arqueología y Etnología 1988-1990, Número 43-45, Volumen 1. [En línea] Mendoza: Universidad Nacional de Cuyo, Facultad de Filosofía y Letras. Disponible en:

http://bdigital.uncu.edu.ar/15018

FERNÁNDEZ, B.; FERNÁNDEZ, P.; PEREIRA, B. (2015). Extinciones masivas de la Tierra. [En línea] En: Revista Nuclear España, febrero. Disponible en:

https://www.google.com/url?sa=t&source=web&rct=j&opi=89978449&url=https://www.revistanuclear.es/wp-content/uploads/hemeroteca/359/NE359-08.pdf&ved=2ahUKEwjV9_SoudKRAxVXHrkGHSEuFTg4ChAWegQIRhAB&usg=AOvVaw0NROyuI8NZEcA9aN8pzIvx

FERNÁNDEZ, L. (2021). Plantas angiospermas: qué son, características y ejemplos. [En línea] En: Ecología Verde, Biología, 22 de junio. Disponible en:

https://ecologiaverde.elperiodico.com/plantas-angiospermas-que-son-caracteristicas-y-ejemplos-2178.html

FERRIDAY, T.; MONTENARI, M. (2016). Chapter Three - Chemostratigraphy and Chemofacies of Source Rock Analogues: A High-Resolution Analysis of Black Shale Successions from the Lower Silurian Formigoso Formation (Cantabrian Mountains, NW Spain). [En línea] En: Stratigraphy & Timescales, Volume 1, Pages 123-255. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/bs.sats.2016.10.004

FILIPPI, G.; BARRETT, R.; SCHMIDT, D.; D'ONOFRIO, R.; WESTERHOLD, T.; BROMBIN, V.; LUCIANI, V. (2024). Impacts of the Early Eocene Climatic Optimum (EECO, ~53-49 Ma) on Planktic Foraminiferal Resilience. [En línea] En: Paleoceanography and Paleoclimatology, Volume 39, Issue 8, 08 August, e2023PA004820. Disponible en:

https://doi.org/10.1029/2023PA004820

FINGERMANN, H. (2013). Concepto de metazoos. [En línea] En: Deconceptos.com., 2 de julio. Disponible en:

https://deconceptos.com/ciencias-naturales/metazoos

FIRESTONE, R.; WEST, A.; KENNETT, J.; WOLBACH, W. (2007). Evidence for an extraterrestrial impact 12,900 years ago that contributed to the megafaunal extinctions and the Younger Dryas cooling. [En línea] En: PNAS, 104 (41), October 9, 16016-16021. Disponible en:

https://doi.org/10.1073/pnas.0706977104

FIVEABLE (2025a). Clastic. [En línea] Intro To Geology Review, September. Disponible en:

https://fiveable.me/key-terms/introduction-geology/clastic

FIVEABLE (2025b). 3.2 Key Miocene hominoid fossils. [En línea] September. Disponible en:

https://fiveable.me/introduction-paleoanthropology/unit-3/key-miocene-hominoid-fossils/study-guide/st3Tf8xX9j4Syjxx

FIVEABLE (2025c). Rift valley. [En línea] Intro To Geology Review, September. Disponible en:

https://fiveable.me/key-terms/introduction-geology/rift-valley

FIVEABLE (2025d). Tectonic activity. [En línea] Earth Systems Science Review, September. Disponible en:

https://fiveable.me/key-terms/earth-systems-science/tectonic-activity

FLORES, J. (2022). La desertificación, uno de los grandes problemas ambientales de la actualidad. [En línea] En: National Geographic España, Medio ambiente, 2 de junio. Disponible en:

https://www.nationalgeographic.com.es/naturaleza/desertificacion-uno-grandes-problemas-ambientalesactualidad_14425

FLORES VILLELA, O. (2021). Reptilia vs Sauropsida. [En línea] En: Revista Latinoamericana De Herpetología, Volumen 04, Número 01, Mayo, pp. 239-245. Disponible en:

https://www.google.com/url?sa=t&source=web&rct=j&opi=89978449&url=https://herpetologia.fciencias.unam.mx/index.php/revista/article/download/263/143/2463&ved=2ahUKEwie_6-15f-RAxVJErkGHWi9CecQFnoECEsQAQ&usg=AOvVaw1OWj-9JcHcHJACWYu42rQN

FLOWER, B.; KENNETT, J. (1994). The middle Miocene climatic transition: East Antarctic ice sheet development, deep ocean circulation and global carbon cycling. [En línea] En: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Volume 108, Issues 3–4, April, Pages 537-555. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/0031-0182(94)90251-8

FOOD AND AGRICULTURE ORGANIZATION (FAO) (2023a). Simposio Internacional sobre el Carbono Orgánico del Suelo. [En línea] 5 de julio. Disponible en:

https://www.fao.org/about/meetings/soil-organic-carbon-symposium/keymessages/es/#:~:text=El%20primer%20metro%20del%20suelo,m%C3%A1s%20carbono%20que%20la%20atm%C3%B3sfera

FOOD AND AGRICULTURE ORGANIZATION (FAO) (2023b). Recursos forestales mundiales 2020. [En línea] 9 de diciembre. Disponible en:

https://www.fao.org/forest-resourcesassessment/2020/es#:~:text=Los%20bosques%20en%20el%20mundo&text=Lo%20que%20equivale%20a%204,cada%20persona%20en%20el%20planeta.

FORD, D.; BENSON, R. (2020). The phylogeny of early amniotes and the affinities of Parareptilia and Varanopidae. [En línea] En: Nature Ecology & Evolution, Volume 4, pages 57–65. Disponible en:

https://doi.org/10.1038/s41559-019-1047-3

FORSYTH, I. (2002). Mammals. [En línea] En: Encyclopedia of Dairy Sciences (Second Edition), Pages 320-327. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/B978-0-12-374407-4.00289-2

FREIRE, N. (2023). La bomba de hidrógeno: qué es y cómo funciona el arma termonuclear más potente del mundo. [En línea] En: National Geographic España, Ciencia, 21 de Septiembre. Disponible en:

https://www.nationalgeographic.com.es/ciencia/bomba-hidrogeno-que-es-y-como-funciona-arma-nuclear-mas-potente-mundo_20636

FRIERSON, D. (2024/2025). 15 Feedback. [En línea] En: Fundamentals of Climate Change. Washington: Pressbooks. Disponible en:

https://uw.pressbooks.pub/fundamentalsofclimatechange/chapter/feedback/#:~:text=Los%20efectos%20de%20retroalimenaci%C3%B3n%20clim%C3%A1tica,incertidumbre%20en%20los%20modelos%20clim%C3%A1ticos

FRUMKIN, A.; CHIPMAN, A. (2024). A Subsurface Stepping Stone Hypothesis for the Conquest of Land by Arthropods. [En línea] En: Diversity, 16(1), 6. Disponible en:

https://doi.org/10.3390/d16010006

GALLI, M.; JADOUL, F.; BERNASCONI, S.; WEISSERT, H. (2005). Anomalies in global carbon cycling and extinction at the Triassic/Jurassic boundary: evidence from a marine C-isotope record. [En línea] En: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Volume 216, Issues 3–4, 1 February, Pages 203-214. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2004.11.009

GAMBACORTA, G.; MENICHETTI, E.; TRINCIANTI, E.; TORRICELLI, S. (2019). The Silurian climatic transition recorded in the epicontinental Baltica Sea. [En línea] En: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Volume 517, 1 March, Pages 16-29. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2018.12.016

GARAY, J. (2023). El cráter más grande del mundo está enterrado en Australia. [En línea] En: Wired, Ciencia, 15 de agosto. Disponible en:

https://es.wired.com/articulos/estructura-de-deniliquin-el-crater-mas-grande-del-mundo-enterrado-en-australia

GARAY, J. (2024). ¿Qué extinguió a los dinosaurios del Triásico? El frío, sugiere un nuevo estudio. [En línea] En: Wired, Ciencia, 29 de octubre. Disponible en:

https://es.wired.com/articulos/el-frio-causo-la-extincion-de-los-dinosaurios-del-triasico

GARAY, J. (2025). La Antártida podría ocultar un cráter de meteorito tan grande que produce anomalías gravitacionales. [En línea] En: Wired, Espacio, 11 de abril. Disponible en:

https://es.wired.com/articulos/antartida-oculta-un-probable-crater-de-meteorito-que-produce-anomalias-gravitacionales

GARBELLI, C.; SHEN, S.; IMMENHAUSER, A.; BRAND, U.; BUHL, D.; WANG, W.; ZHANG, H.; SHI, G. (2019). Timing of Early and Middle Permian deglaciation of the southern hemisphere: Brachiopod-based 87Sr/86Sr calibration. [En línea] En: Earth and Planetary Science Letters, Volume 516, 15 June, Pages 122-135. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.03.039

GARCÍA-CASTELLANOS, D.; ESTRADA, F.; JIMÉNEZ-MUNT, I.; ET AL. (2009). Catastrophic flood of the Mediterranean after the Messinian salinity crisis. [En línea] En: Nature, Volume 462, 10 December, pages 778–781. Disponible en:

https://doi.org/10.1038/nature08555

GARCÍA ESCUDERO, M. (2023). Los primeros pasos del hombre en América: breve repaso de algunas teorías sobre su difusión por el continente hasta su sedentarización. [En línea] En: Edähi, Boletín Científico de Ciencias Sociales y Humanidades del ICSHu, Publicación Semestral, Volumen 11, No. 22, pp. 32-44. Disponible en:

https://doi.org/10.29057/icshu.v11i22.8995

GARWOOD, R.J.; EDGECOMBE, G.D. (2011). Early Terrestrial Animals, Evolution, and Uncertainty. [En línea] En: Evolution: Education and Outreach, Volume 4, pp. 489–501. Disponible en:

https://doi.org/10.1007/s12052-011-0357-y

GAYUBAS, A. (2024). Edad del Hierro. [En línea] En: Enciclopedia Concepto, 24 de octubre. Recuperado el 26 de septiembre de 2025. Disponible en:

https://concepto.de/edad-del-hierro/

GAYUBAS, A. (2025a). Edad Contemporánea. [En línea] En: Enciclopedia Concepto, 19 de julio. Recuperado el 7 de octubre de 2025. Disponible en:

https://concepto.de/edad-contemporanea/

GAYUBAS, A. (2025b). Edad Media. [En línea] En: Enciclopedia Concepto, 26 de agosto. Recuperado el 1 de octubre de 2025. Disponible en:

https://concepto.de/edad-media/

GAYUBAS, A. (2025c). Edad Moderna. [En línea] En: Enciclopedia Concepto, 26 de septiembre. Recuperado el 7 de octubre de 2025. Disponible en:

https://concepto.de/edad-moderna/

GAYUBAS, A. (2025d). Edades de la historia. [En línea] En: Enciclopedia Concepto. Recuperado el 19 de septiembre de 2025. Disponible en:

https://concepto.de/edades-de-la-historia/

GEGGEL, L. (2018). World's Oldest Flower Unfurled Its Petals More Than 174 Million Years Ago. [En línea] En: Live Science, News, December 19. Disponible en:

https://www.livescience.com/64354-oldest-fossil-flower.html

GEO ENCICLOPEDIA (2023). Edades de Hielo. [En línea] Equipo de Redacción, Origen de la Tierra, 11 de enero. Disponible en:

https://www.geoenciclopedia.com/edades-de-hielo-190.html

GEO INNOVA (2015). El Mar Mediterráneo, altamente vulnerable a la acidificación. [En línea] Medio ambiente, 27 de noviembre. Disponible en:

https://geoinnova.org/blog-territorio/el-mar-mediterraneo-altamente-vulnerable-a-la-acidificacion/

GEOLOGICAL SURVEY OF INDIA (GSI) (2012). Deccan basalt volcanism. [En línea] Ministry of Mines, Government of India, 12 de marzo. Consultado: 29 de diciembre de 2025. Disponible en:

https://web.archive.org/web/20120312013819/http://www.portal.gsi.gov.in/portal/page?_pageid=127,689645&_dad=portal&_schema=PORTAL

GEORGE, D.; BLIECK, A. (2011). Rise of the Earliest Tetrapods: An Early Devonian Origin from Marine Environment. [En línea] En: PLoS ONE 6(7): e22136. Disponible en:

https://doi.org/10.1371/journal.pone.0022136

GHIENNE, J.; DESROCHERS, A.; VANDENBROUCKE, T.; ACHAB, A ; ASSELIN, E.; DABARD, M.; FARLEY, C.; LOI, A.; PARIS, F.; WICKSON, S.; VEIZER, J. (2014). A Cenozoic-style scenario for the end-Ordovician glaciation. [En línea] En: Nature Communications, Volume 5, Article number: 4485. Disponible en:

https://doi.org/10.1038/ncomms5485

GHOSH, P. (2024). Por qué los humanos no hubiéramos sobrevivido sin los neandertales. [En línea] En: BBC News Mundo, 13 de diciembre. Disponible en:

https://www.bbc.com/mundo/articles/cy478wg2pjjo

GIBBARD, P.; HEAD, M. (2020). Chapter 30 - The Quaternary Period. [En línea] En: Geologic Time Scale 2020, Volume 2, Pages 1217-1255. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/B978-0-12-824360-2.00030-9

GIBBONS, A.; WHITTAKER, J.; MÜLLER, D. (2013). The breakup of East Gondwana: Assimilating constraints from Cretaceous ocean basins around India into a best-fit tectonic model. [En línea] En: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, Volume 118, Issue 3, 15 February, pp. 808-822. Disponible en:

https://doi.org/10.1002/jgrb.50079

GIBSON, T.; SHIH, P.; CUMMING, V.; ET AL. (2018). Precise age of Bangiomorpha pubescens dates the origin of eukaryotic photosynthesis. [En línea] En: Geology, 46 (2): 135–138. Disponible en:

https://doi.org/10.1130/G39829.1

GLIKSON, A. (2023). An asteroid impact origin of the Hirnantian (end-Ordovician) glaciation and mass extinction. [En línea] En: Gondwana Research, Volume 118, June, Pages 153-159. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.gr.2023.02.019

GLOBAL NETWORK OF CIVIL SOCIETY ORGANISATIONS FOR DISASTER REDUCTION (GNDR) (2023). Seis factores de riesgo. [En línea] Red Global de Organizaciones de la Sociedad Civil para la Reducción de Desastres, Recursos. Disponible en:

https://www.gndr.org/es/recurso/gndr-strategy/six-drivers-of-risk/

GM, A. (2023a). Ictiosaurios, los temibles reptiles prehistóricos que parecían delfines. [En línea] En: National Geographic, Ciencia, 29 de noviembre. Disponible en:

https://www.nationalgeographic.com.es/ciencia/ictiosaurios-asi-eran-temibles-depredadores-prehistoricos-que-parecian-delfines_21052

GM, A. (2023b). El intrigante origen de los primeros mamíferos. [En línea] En: National Geographic España, Ciencia, Mamíferos, 20 de Diciembre. Disponible en:

https://www.nationalgeographic.com.es/ciencia/origen-primeros-mamiferos_21190#google_vignette

GM, A. (2024). Descubren en China las huellas de un pariente gigante del Velociraptor. [En línea] En: National Geographic España, Ciencia, Dinosaurios, 10 de Mayo. Disponible en:

https://www.nationalgeographic.com.es/ciencia/descubren-china-huellas-pariente-gigante-velociraptor_22217

GNR NOTICIAS (2021). Una "máquina de matar" en la Patagonia: ¿conocés al kelenken guillermoi? [En línea] En: CONICET, INIBIOMA, UNCo., 30 de abril. Disponible en:

https://inibioma.conicet.gov.ar/una-maquina-de-matar-en-la-patagonia-conoces-al-kelenken-guillermoi/#:~:text=El%20%E2%80%9Cave%20del%20terror%E2%80%9D%20que,grande%2C%20de%20estas%20aves%20predadoras

GODDERIS, Y.; DONNADIEU, Y.; CARRETIER, S.; ARETZ, M.; DERA, G.; MACOUIN, M.; REGARD, V. (2017). Onset and ending of the late Palaeozoic ice age triggered by tectonically paced rock weathering. [En línea] En: Nature Geoscience, Volume 10, 10 April, pages 382–386. Disponible en:

https://doi.org/10.1038/ngeo2931

GOLDNER, A.; HEROLD, N.; HUBER, M. (2015). Antarctic glaciation caused ocean circulation changes at the Eocene–Oligocene transition. [En línea] En: Nature, Volume 511, pages 574–577. Disponible en:

https://doi.org/10.1038/nature13597

GOLOVANOVA, L.; DORONICHEV, V.; CLEGHORN, N.; ET AL. (2010). Significance of Ecological Factors in the Middle to Upper Paleolithic Transition. [En línea] En: Current Anthropology, Volume 51, Number 5. Disponible en:

https://www.journals.uchicago.edu/doi/10.1086/656185

GONZÁLEZ, S. (2021a). Historia del clima de la Tierra. [En línea] En: The Mars Society Chile, 12 de febrero. Última actualización: 24 de mayo de 2025. Disponible en:

https://chile.marssociety.org/historia-del-clima-de-la-tierra-2/

GONZÁLEZ, S. (2021b). ¿Qué es una retroalimentación negativa en el sistema climático? [En línea] En: The Mars Society Chile, 12 de febrero. Última actualización: 24 de mayo de 2025. Disponible en:

https://chile.marssociety.org/que-es-una-retroalimentacion-negativa-en-el-sistema-climatico/#:~:text=por%20Sergio%20Gonz%C3%A1lez%20M.,se%C3%B1al%20opuesta%20a%20la%20inicial

GONZÁLEZ, J. (2023a). "La próxima guerra puede ser por el agua" [En línea] En: ABC Antropia, 1 de febrero. Disponible en:

https://www.google.com/amp/s/www.abc.es/antropia/abci-proxima-guerra-agua-20220505175434_noticia_amp.html

GONZÁLEZ, S. (2023b). ¿Qué es el sistema climático? [En línea] En: The Mars Society Chile, 30 de mayo. Última actualización: 14 de junio de 2025. Disponible en:

https://chile.marssociety.org/que-es-el-sistema-climatico/

GONZÁLEZ ARRATIA, L. (2010). La etapa lítica y las categorías utilizadas en México y Estados Unidos para designar las etapas arqueológicas más antiguas. [En línea] En: Arqueología, 43, enero-abril. Disponible en:

https://www.google.com/url?sa=t&source=web&rct=j&opi=89978449&url=https://revistas.inah.gob.mx/index.php/arqueologia/article/download/3453/3337&ved=2ahUKEwjNjr_ppeOPAxXIHLkGHaK9B644FBAWegQIOxAB&usg=AOvVaw09-IIZT6Tr1FVYro5vSMUr

GONZÁLEZ MARTÍN, M.; BÉJARD, T. (2023). Geolodía 23. Hotel de insectos. [En línea] En: Geología desde Ávila, 20 de abril. Disponible en:

https://geolodiaavila.com/tag/carbonifero/

GONZÁLEZ OLIVER, A.; ALARCÓN GONZÁLEZ, G. (2020). El poblamiento americano. [En línea] En: Revista Ciencias, Número 136, abril-junio, Universidad Nacional Autónoma de México. Disponible en:

https://www.revistacienciasunam.com/es/213-revistas/revista-ciencias-136/2235-el-poblamiento-americano.html

GONZÁLEZ TOMADIN, F. (2025). Tambora, el volcán que causó la mayor erupción de la historia, miles de muertos y “un año sin verano” en el hemisferio norte. [En línea] En: Infobae, Mundo, 19 de junio. Disponible en:

https://www.infobae.com/america/mundo/2025/06/19/tambora-el-volcan-que-causo-la-mayor-erupcion-de-la-historia-miles-de-muertos-y-un-ano-sin-verano-en-el-hemisferio-norte/

GORNITZ, V. (2025). The Nature of Quaternary Climate Change. [En línea] En: Encyclopedia of Quaternary Science (Third Edition), Volume 4, Pages 171-183. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/B978-0-323-99931-1.00099-4

GOTO, K.; TEJADA, M.; TAJIKA, E.; SUZUKI, K. (2023). Enhanced magmatism played a dominant role in triggering the Miocene Climatic Optimum. [En línea] En: Communications Earth & Environment, Volume 4, Article number: 21. Disponible en:

https://doi.org/10.1038/s43247-023-00684-x

GOUIRIC CAVALLI, S.; CIONE, A. (2013). Los peces del Jurásico Tardío (Titoniano) de la Cuenca Neuquina, estado actual del conocimiento e implicancias biogeográficas. [En línea] En: V Simposio Argentino del Jurásico (Trelew), Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Disponible en:

https://sedici.unlp.edu.ar/handle/10915/26454

GOVERS, R. (2008). Choking the Mediterranean to dehydration: The Messinian salinity crisis. [En línea] En: Geology, october. Disponible en:

https://web.archive.org/web/20150110064509/http://geology.gsapubs.org/content/37/2/167.abstract

GRAHAM, S.; PARKINSON, C.; CHAHINE, M. (2010). The Water Cycle. [En línea] En: Earth Observatory, NASA, October 1. Disponible en:

https://earthobservatory.nasa.gov/features/Water

GRAY, E. (2021). Un estudio de la NASA predice impactos del cambio climático global en los cultivos en 10 años. [En línea] En: NASA, november 1. Disponible en:

https://www.nasa.gov/feature/esnt/2021/un-estudio-de-la-nasa-predice-impactos-del-cambio-clim-tico-global-enlos-cultivos-en-10-a

GREENPEACE (2020). Climate change and extreme weather. [En línea] October 24. Última actualización: 18 de agosto de 2025. Disponible en:

https://www.greenpeace.org.uk/challenges/climate-change/climate-change-extreme-weather/

GRESHKO, M.; WEI-HAAS, M. (2019). New species of ancient human discovered in the Philippines. [En línea] En: National Geographic, Science, April 10. Disponible en:

https://www.nationalgeographic.com/science/article/new-species-ancient-human-discovered-luzon-philippines-homo-luzonensis

GRIENER, K.; WARNY, S.; ASKIN, R.; ACTON, G. (2015). Early to middle Miocene vegetation history of Antarctica supports eccentricity-paced warming intervals during the Antarctic icehouse phase. [En línea] En: Global and Planetary Change, Volume 127, April, Pages 67-78. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.01.006

GROENEVELD, E. (2017). El Paleolítico. [En línea] En: World History Encyclopedia en Español, 29 de septiembre, Traducido por Manuel Luján. Disponible en:

https://www.worldhistory.org/trans/es/1-11112/el-paleolitico/

GUDYNAS, E. (2021). Negociando el cambio climático: el continuado fracaso de la política convencional. [En línea] En: CLAES, 3 de diciembre. Disponible en:

https://ambiental.net/2021/12/negociando-el-cambio-climatico-el-continuado-fracaso-de-la-politica-convencional/

GUERRA, S. (1997). Etapas y procesos en la historia de América Latina. [En línea] En: Instituto de Investigaciones Histórico-Sociales, Cuaderno de trabajo No. 2, Veracruz. Disponible en:

http://biblioteca.clacso.edu.ar/Mexico/iih-s-uv/20170608043740/pdf_473.pdf

GUERRERO, T. (2022). Nuevo informe del IPCC: Las pérdidas de cosechas por la sequía y el calor extremo se han triplicado en Europa en los últimos 50 años. [En línea] En: El Mundo, Medio Ambiente, Impactos del Cambio Climático, 28 de febrero. Disponible en:

https://www.google.com/amp/s/amp.elmundo.es/ciencia-y-salud/medioambiente/2022/02/28/621bc81ae4d4d8eb228b45ab.html

GUO, J.; PENG, G.; JIANG, F.; ET AL. (2025). Terrestrial paleoenvironmental response of Early Eocene Climate Optimum: implications for organic matter enrichment in the South China Sea. [En línea] En: Petroleum Science, Available online 11 August 2025. In Press, Journal Pre-proof. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.petsci.2025.08.005

GUTIÉRREZ, B. (2014). Oreopithecus. [En línea] En: Prehistoric Wildlife, June 8. Disponible en:

https://www.prehistoric-wildlife.com/species/oreopithecus/

GUZMÁN MARTÍNEZ, G. (2018). Las 12 principales teorías del origen de la vida. [En línea] En: Psicología y Mente, 10 de julio. Disponible en:

https://psicologiaymente.com/cultura/teorias-origen-de-la-vida

HAIJUN, S.; WIGNALL, P.; CHU, D.; TONG, J.; SUN, Y.; SONG, H.; HE, W.; TIAN, L. (2014). Anoxia/high temperature double whammy during the Permian-Triassic marine crisis and its aftermath. [En línea] En: Scientific Reports, Volume 4, Article Number: 4132, 19 February. Disponible en:

https://doi.org/10.1038/srep04132

HAILE-SELASSIE, Y. (2010). Phylogeny of early Australopithecus: new fossil evidence from the Woranso-Mille (central Afar, Ethiopia). [En línea] En: Philosophical Transactions of the Royal Society London B. Biological Sciences, 365 (1556): 3323–3331. Disponible en:

https://doi.org/10.1098/rstb.2010.0064

HALD-MORTENSEN, C. (2025). Population, Extinction, and the Anthropocene: Understanding a Planet in Transition. [En línea] En: Medium, March 22. Disponible en:

https://medium.com/@christianhaldmortensen/population-extinction-and-the-anthropocene-understanding-a-planet-in-transition-49263bea90ca

HAMON, N.; SEPULCHRE, P.; LEFEBVRE, V.; RAMSTEIN, G. (2013). The role of eastern Tethys seaway closure in the Middle Miocene Climatic Transition (ca. 14 Ma). [En línea] En: EGU, Volume 9, issue 6, 28 Nov. Disponible en:

https://doi.org/10.5194/cp-9-2687-2013

HANCE, J. (2015). How humans are driving the sixth mass extinction. [En línea] En: The Guardian, 20 October. Disponible en:

https://www.theguardian.com/environment/radical-conservation/2015/oct/20/the-four-horsemen-of-the-sixth-mass-extinction

HARARI, Y. (2014). De animales a dioses. Breve historia de la humanidad. Barcelona: Ed. Debate. Traducción de Joandoménec Ros.

HARPER, K. (2017). The fate of Rome: climate, disease, and the end of an empire. Princeton & Oxford: Princeton University Press.

HARRIS, M. (1984). Introducción a la Antropología General. [En línea] Madrid: Alianza Editorial. Disponible en:

https://archive.org/details/harris-marvin.-introduccion-a-la-antropologia-general-ocr-1984/page/n2/mode/1up

HAUSFATHER, Z. (2018). Explainer: How 'Shared Socioeconomic Pathways' explore future climate change. [En línea] En: Carbon Brief, Climate Modelling, April 19. Disponible en:

https://www.carbonbrief.org/explainer-how-shared-socioeconomic-pathways-explore-future-climate-change/

HENDRICKS, J. (2019). Scleractinia. [En línea] En: Atlas of Ancient Life, November 1. Disponible en:

https://www.digitalatlasofancientlife.org/learn/cnidaria/anthozoa/scleractinia/

HENSHAW, P.; CHARLSON, R.; BURGES, S. (2000). 6 - Water and the Hydrosphere. [En línea] En: International Geophysics, Volume 72, pp. 109-131. Disponible en:

https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0074614200801126

HERBERT, T.; LAWRENCE, K.; TZANOVA, A.; ET AL. (2016). Late Miocene global cooling and the rise of modern ecosystems. [En línea] En: Nature Geoscience, September, 9(11). Disponible en:

https://doi.org/10.1038/ngeo2813

HERMSEN, E. (2019). Origin of Land Plants. [En línea] En: Digital Encyclopedia of Ancient Life, National Science Foundation, 30 August. Last updated: 13 June 2020. Disponible en:

https://www.digitalatlasofancientlife.org/learn/embryophytes/land-plant-origins/#:~:text=Las%20embriofitas%20son%20organismos%20multicelulares,incluye%20varios%20tipos%20de%20algas%20

HERNÁNDEZ BARREÑA, D. (2016). Los mamíferos, ¿reptiles con pelo? [En línea] En: Hombre Geológico, 30 de noviembre. Disponible en:

https://geologicalmanblog.wordpress.com/2016/11/30/origen-mamiferos/

HERNÁNDEZ BARREÑA, D. (2023). Las variaciones del nivel del mar, una realidad compleja. [En línea] En: Hombre Geológico, Cambios Climáticos, 31 de julio. Disponible en:

https://geologicalmanblog.wordpress.com/2023/07/31/variaciones-nivel-mar/

HESSLER, A. M. (2011). Earth's Earliest Climate. [En línea] En: Nature Education Knowledge, 3(10):24. Disponible en:

https://www.nature.com/scitable/knowledge/library/earth-s-earliest-climate-24206248/

HIATT, E.; PUFAHL, P.; DA SILVA, L. (2020). Iron and phosphorus biochemical systems and the Cryogenian-Ediacaran transition, Jacadigo basin, Brazil: Implications for the Neoproterozoic oxygenation event. [En línea] En: Precambrian Research, Volume 337, February. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.105533

HIGHAM, T.; DOUKA, K.; WOOD, R.; ET AL. (2014). The timing and spatiotemporal patterning of Neanderthal disappearance. [En línea] En: Nature, Volume 512, pages 306–309. Disponible en:

https://doi.org/10.1038/nature13621

HISTORIA DE LA TIERRA (2023a). Colonización de la tierra emergida: los tetrápodos. [En línea] Universidad de Alicante, FECYT, MUPE, 30 de marzo. Última actualización: 15 de noviembre de 2025. Disponible en:

https://www.historiadelatierra.com/evento-20

HISTORIA DE LA TIERRA (2023b). El origen de los amniotas. [En línea] Universidad de Alicante, FECYT, MUPE, 30 de marzo. Última actualización: 15 de octubre de 2025. Disponible en:

https://www.historiadelatierra.com/evento-24

HISTORIA DE LA TIERRA (2023c). Los primeros mamíferos. [En línea] Universidad de Alicante, FECYT, MUPE, 30 de marzo. Última actualización: 15 de octubre de 2025. Disponible en:

https://www.historiadelatierra.com/evento-28

HOCHULI, P.; SANSON-BARRERA, A.; SCHNEEBELI-HERMANN, E.; BUCHER, H. (2016). Severest crisis overlooked-Worst disruption of terrestrial environments postdates the Permian-Triassic mass extinction. [En línea] En: Scientific Reports, Volume 6, Article Number: 28372, June 24. Disponible en:

https://doi.org/10.1038/srep28372

HOFFMAN, M. (2022). El Acuerdo de París está funcionando según lo previsto, pero todavía tenemos un largo camino por recorrer. [En línea] En: Consejo Internacional de Ciencias, Blogs, 11 de enero. Disponible en:

https://council.science/es/current/blog/the-paris-agreement-is-working-as-intended-but-weve-still-got-a-long-wayto-go/

HOFMANN, A.; BINDEMAN, N. (2023). Earth's first glaciation at 2.9 Ga revealed by triple oxygen isotopes. [En línea] En: Geochemical Perspectives Letters, Volume 26, 13 June. Disponible en:

https://doi.org/10.7185/geochemlet.2319

HOLBOURN, A.; KUHNT, W.; SCHULZ, M.; ERLENKEUSER, H. (2005). Impacts of orbital forcing and atmospheric carbon dioxide on Miocene ice-sheet expansion. [En línea] En: Nature, Volume 438, pages 483–487. Disponible en:

https://doi.org/10.1038/nature04123

HOLLIDAY, V.; DAULTON, T.; BARTLEIN, P.; ET AL. (2023). Comprehensive refutation of the Younger Dryas Impact Hypothesis (YDIH). [En línea] En: Earth-Science Reviews, Volume 247, December, 104502. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2023.104502

HOUTART, F. (2016). El final del postneoliberalismo. [En línea] En: Open Democracy, 7 de julio. Disponible en:

https://www.opendemocracy.net/es/democraciaabierta-es/el-final-del-post-neoliberalismo/

HRISTOULAS, A. (2020). El fracaso de la ONU y del Consejo de Seguridad. [En línea] En: Foreign affairs: Latinoamérica, ISSN 1665-1707, Vol. 20, Nº. 4, págs. 19-25. Disponible en:

https://dialnet.unirioja.es/servlet/articulo?codigo=8165719

HUANG, C.; JOACHIMSKI, M.; GONG, Y. (2018). Did climate changes trigger the Late Devonian Kellwasser Crisis? Evidence from a high-resolution conodont (...) record from South China. [En línea] En: Earth and Planetary Science Letters, Volume 495, 1 August, Pages 174-184. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.05.016

HUBER, B.; MACLEOD, K.; WATKINS, D.; COFFIN, M. (2018). The rise and fall of the Cretaceous Hot Greenhouse climate. [En línea] En: Global and Planetary Change, Volume 167, August. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2018.04.004

HUGGETT, R. (2011). Biogeographical Regions. [En línea] En: Encyclopedia of Life Sciences, 17 October. Disponible en:

https://doi.org/10.1002/9780470015902.a0003231.pub2

HUI, Z.; LI, J.; SONG, C.; ET AL. (2017). Vegetation and climatic changes during the Middle Miocene in the Wushan Basin, northeastern Tibetan Plateau: Evidence from a high-resolution palynological record. [En línea] En: Journal of Asian Earth Sciences, Volume 147, 1 October, Pages 116-127. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2017.07.008

HUNT, K. (2025). Descubren en la Antártida el fósil del ave moderna más antigua conocida. [En línea] En: CNN, Ciencia y Tecnología, 5 de febrero. Disponible en:

https://cnnespanol.cnn.com/2025/02/05/ciencia/descubren-antartida-fosil-ave-moderna-antigua-trax

HURTUBIA, J. (2020). A cinco años del Acuerdo de París: logros y frustraciones. [En línea] En: El Mostrador, 18 de diciembre. Disponible en:

https://www.elmostrador.cl/destacado/2020/12/18/a-cinco-anos-del-acuerdo-de-paris-logros-y-frustraciones/

IBÁÑEZ, J. (2014). Contaminación Ambiental en Culturas Milenarias (evidencias en suelos y sedimentos). [En línea] En: Madrid Blogs, 15 de febrero. Disponible en:

https://www.madrimasd.org/blogs/universo/2014/02/15/144064

IBÁÑEZ, J. (2017). Los primeros suelos y raíces de plantas terrestres: Repercusiones sobre el modelado terrestre primigenio. [En línea] En: Madri+d, 16 de octubre. Disponible en:

https://www.madrimasd.org/blogs/universo/2017/10/16/148457

ILUSTRE COLEGIO OFICIAL DE GEÓLOGOS (ICOG) (2025). Cómo leer el tiempo en geología. [En línea] Tierra y Tecnología, 20 de febrero. Disponible en:

https://www.icog.es/TyT/index.php/2025/02/como-leer-el-tiempo-en-geologia/

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC) (2013). Glosario [PLANTON, S. (ED.)]. En: Cambio Climático 2013. Bases físicas. Contribución del Grupo de trabajo I al Quinto Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático [STOCKER, T.F., D. QIN, G.-K. PLATTNER, M. TIGNOR, S.K. ALLEN, J. BOSCHUNG, A. NAUELS, Y. XIA, V. BEX Y P.M. MIDGLEY (EDS.)]. Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido y Nueva York, NY, Estados Unidos de América.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC) (2014). Cambio climático 2014: Informe de síntesis. [En línea] Contribución de los Grupos de trabajo I, II y III al Quinto

Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático [Equipo principal de redacción, R.K. PACHAURI Y L.A. MEYER (EDS.)]. IPCC, Ginebra, Suiza, 157 págs. Disponible en:

https://www.google.com/url?sa=t&source=web&rct=j&opi=89978449&url=https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/02/SYR_AR5_FINAL_full_es.pdf&ved=2ahUKEwid3dyMvrWEAxVjqpUCHcLLANgQFnoECBcQAQ&usg=AOvVaw0O6AdTkjcc6wX_WeGNJmtj

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC) (2018). Anexo I: Glosario [MATTHEWS J.B.R. (ED.)]. En: Calentamiento global de 1,5 ℃, Informe especial del IPCC sobre los impactos del calentamiento global de 1,5 ºC con respecto a los niveles preindustriales y las trayectorias correspondientes que deberían seguir las emisiones mundiales de gases de efecto invernadero, en el contexto del reforzamiento de la respuesta mundial a la amenaza del cambio climático, el desarrollo sostenible y los esfuerzos por erradicar la pobreza [MASSON-DELMOTTE V., P. ZHAI, H.-O. PÖRTNER, D. ROBERTS, J. SKEA, P.R. SHUKLA, A. PIRANI, W. MOUFOUMA-OKIA, C. PÉAN, R. PIDCOCK, S. CONNORS, J.B.R. MATTHEWS, Y. CHEN, X. ZHOU, M.I. GOMIS, E. LONNOY, T. MAYCOCK, M. TIGNOR Y T. WATERFIELD (EDS.)].

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC) (2021). Summary for Policymakers. [En línea] En: Climate Change (2021). The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [MASSON-DELMOTTE, V., P. ZHAI, A. PIRANI, S.L. CONNORS, C. PÉAN, S. BERGER, N. CAUD, Y. CHEN, L. GOLDFARB, M.I. GOMIS, M. HUANG, K. LEITZELL, E. LONNOY, J.B.R. MATTHEWS, T.K. MAYCOCK, T. WATERFIELD, O. YELEKÇI, R. YU, and B. ZHOU (Eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 3−32. Disponible en:

https://doi.org/10.1017/9781009157896.001

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC) (2022a). Climate Change 2022: Impacts, Adaptation and Vulnerability. The Summary for Policymakers. [En línea] The Working Group II contribution to the IPCC Sixth Assessment Report. Disponible en:

https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg2/downloads/report/IPCC_AR6_WGII_SummaryForPolicymakers.pdf

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC) (2022b). Summary for Policymakers [H.-O. PÖRTNER, D.C. ROBERTS, E.S. POLOCZANSKA, K. MINTENBECK, M. TIGNOR, A. ALEGRÍA, M. CRAIG, S. LANGSDORF, S. LÖSCHKE, V. MÖLLER, A. OKEM (EDS.)]. [En línea] En: Climate Change 2022: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [H.-O. PÖRTNER, D.C. ROBERTS, M. TIGNOR, E.S. POLOCZANSKA, K. MINTENBECK, A. ALEGRÍA, M. CRAIG, S. LANGSDORF, S. LÖSCHKE, V. MÖLLER, A. OKEM, B. RAMA (EDS.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, pp. 3–33. Disponible en:

https://doi.org/10.1017/9781009325844.001.

INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY (IAEA) (2023). Reducción de los gases de efecto invernadero. [En línea] Organismo Internacional de Energía Atómica, Tecnología y

Aplicaciones Nucleares, Alimentación y Agricultura, Agricultura Climáticamente Inteligente, 16 de noviembre. Disponible en:

https://www.iaea.org/es/temas/reduccion-de-los-gases-de-efecto-invernadero

IREDALE, L. (2024). 4. Late Cenozoic Ice Age. [En línea] Environmental Geology, Normandale Community College. Disponible en:

https://minnstate.pressbooks.pub/environmentalgeology/chapter/late-cenozoic-ice-age/

IRVING-PEASE, E.; RYAN, H.; JAMIESON, A.; ET AL. (2018). Paleogenomics of Animal Domestication. [En línea] En: LINDQVIST, C.; RAJORA, O. (EDIT.). Paleogenomics. Population Genomics. Springer, Cham. Disponible en:

https://doi.org/10.1007/13836_2018_55

ISAACSON, P.; DÍAZ-MARTÍNEZ, E.; GRADER, G.; KALVODA, J.; BABEK, O.; DEVUYST, F. (2008). Late Devonian–earliest Mississippian glaciation in Gondwanaland and its biogeographic consequences. [En línea] En: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Volume 268, Issues 3–4, 24 October, Pages 126-142. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2008.03.047

ISSBERNER, L.; LÉNA, P. (2018). Antropoceno: la problemática vital de un debate científico. [En línea] En: El Correo de la UNESCO, Artículo, 30 de Marzo. Última actualización: 23 de Mayo de 2023. Disponible en:

https://courier.unesco.org/es/articles/antropoceno-la-problematica-vital-de-un-debate-cientifico

IVANY, L.; PATTERSON, W.; LOHMANN, K. (2000). Cooler winters as a possible cause of mass extinctions at the Eocene/Oligocene boundary. [En línea] En: Nature, Volume 407, 19 October, Pages 887–890. Disponible en:

https://doi.org/10.1038/35038044

IVANY, L.; DEL RÍO, C.; ÁLVAREZ, M.; ACOSTA, P.; LOHMANN, K.; RAIGEMBORN, S. (2025). Approaching the Miocene Climatic Optimum in Patagonia (Southern Argentina): Temperature Seasonality and a Potential Role for the Opening Drake Passage. [En línea] En: Paleoceanography and Paleoclimatology, Volume 40, Issue 6, 29 May. Disponible en:

https://doi.org/10.1029/2025PA005100

JANHUNEN, P.; KAARTOKALLIO, H.; OKSANEN, I.; LEHTO, K.; LEHTO, H. (2007). Biological Feedbacks as Cause and Demise of Neoproterozoic Icehouse: Astrobiological Prospects for Faster Evolution and Importance of Cold Conditions. [En línea] En: PLoS One, Feb 14; 2(2): e214. Disponible en:

https://doi.org/10.1371/journal.pone.0000214

JENKINS, A.; BENSON, R.; FORD, D.; ET AL. (2025). Evolutionary Assembly of Crown Reptile Anatomy Clarified by Late Paleozoic Relatives of Neodiapsida. [En línea] En: Peer Community Journal, Volume 5, Article No. e89. Disponible en:

https://doi.org/10.1101/2024.11.25.625221

JEON, J.; RODA, S.; CHEN, Z.; ET AL. (2025). Phosphatic stromatoporoid sponges formed reefs ~480 Mya. [En línea] En: PNAS, 122 (15): e2426105122. Edited by VERMEIJ, G.; University of California. Disponible en:

https://doi.org/10.1073/pnas.2426105122

JING, X.; YANG, Z.; MITCHELL, R.; TONG, Y.; ZHU, M.; WAN, B. (2022). Ordovician–Silurian true polar wander as a mechanism for severe glaciation and mass extinction. [En línea] En: Nature Communications, Volume 13, 26 December. Disponible en:

https://doi.org/10.1038/s41467-022-35609-3

JOLLEY, D.; BELL, B. (2002). The evolution of the Tertiary North Atlantic Igneous Province, and the opening of the northeast Atlantic rift. [En línea] En: Geological Society London, Special Publications 197 (1): 1-14. Disponible en:

https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2002.197.01.01

JONES, M.; ANDERSON, C.; HIPSLEY, C.; MÜLLER, J.; EVANS, S.; SCHOCH, R. (2013). Integration of molecules and new fossils supports a Triassic origin for Lepidosauria (lizards, snakes, and tuatara). [En línea] En: BMC Evolutionary Biology, Volume 13, Article Number 208. Disponible en:

https://doi.org/10.1186/1471-2148-13-208

JONES, A. (2023). Bronze Age Swords: Diverse Styles and Cultural Legacies. [En línea] En: Bronze-Age-Craft, August 19. Disponible en:

https://www.bronze-age-craft.com/bronze-age-swords/

JORDÁ PARDO, J. (2020). El Cuaternario: marco cronológico y paleoambiental de la prehistoria. [En línea] En: RIPOLL LÓPEZ, S. (COORD.). Prehistoria. Volumen 1: Las primeras etapas de la Humanidad. Edición: 3ª. España: Editorial Universitaria Ramón Areces - UNED. Disponible en:

https://www.google.com/url?sa=t&source=web&rct=j&opi=89978449&url=https://www.cerasa.es/media/areces/files/book-attachment-2618.pdf&ved=2ahUKEwiIv6Sp5bmPAxWEBLkGHWGSB5QQFnoECCMQAQ&usg=AOvVaw3TRr3XmndW-p5spcL39zKI

JOST, A.; MUNDIL, R.; HE, B.; BROWN, S.; ALTINER, D.; SUN, Y.; DE PAOLO, D.; PAYNE, J. (2014). Constraining the cause of the end-Guadalupian extinction with coupled records of

carbon and calcium isotopes. [En línea] En: Earth and Planetary Science Letters, Volume 396, 15 June, Pages 201-212. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.04.014

JUDD, E.; TIERNEY, J.; VALDES, P. (2024). A 485-million-year history of Earth's surface temperature. [En línea] En: Science, Volume 385, Issue 6715, 20 September. Disponible en:

https://doi.org/10.1126/science.adk3705

JURIKOVA, H.; GARBELLI, C.; WHITEFORD, R. ET AL. (2025). Rapid rise in atmospheric CO2 marked the end of the Late Palaeozoic Ice Age. [En línea] En: Nature Geoscience, Volume 18, 06 January, pages 91–97. Disponible en:

https://doi.org/10.1038/s41561-024-01610-2

KAIHO, K.; KOGA, S. (2013). Impacts of a massive release of methane and hydrogen sulfide on oxygen and ozone during the late Permian mass extinction. [En línea] En: Global and Planetary Change, Volume 107, August, Pages 91-101. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2013.04.004

KAIHO, K.; SAITO, R.; ITO, K. ET AL. (2016). Effects of soil erosion and anoxic–euxinic ocean in the Permian–Triassic marine crisis. [En línea] En: Heliyon, Volume 2, Issue 8, August, e00137. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.heliyon.2016.e00137

KAIHO, K. (2024). Role of volcanism and impact heating in mass extinction climate shifts. [En línea] En: Scientific Reports, Volume 14, Article Number: 9946, 30 April. Disponible en:

https://doi.org/10.1038/s41598-024-60467-y

KAIHO, K. (2025). Mechanisms of global climate change during the five major mass extinctions. [En línea] En: Scientific Reports, Volume 15, Article Number: 16498, 12 May. Disponible en:

https://doi.org/10.1038/s41598-025-01203-y

KASBOHM, J.; SCHOENE, B.; MARK, D.; ET AL. (2023). Eruption history of the Columbia River Basalt Group constrained by high-precision U-Pb and 40Ar/39Ar geochronology. [En línea] En: Earth and Planetary Science Letters, Volume 617, 1 September, 118269. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.epsl.2023.118269

KATZ, M.; FENNEL, K.; FALKOWSKI, P. (2007). Chapter 18 - Geochemical and Biological Consequences of Phytoplankton Evolution. [En línea] En: Evolution of Primary Producers in the Sea, Pages 405-430. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/B978-012370518-1/50019-9

KELLER, G.; MATEO, P.; PUNEKAR, J.; ET AL. (2018). Environmental changes during the Cretaceous-Paleogene mass extinction and Paleocene-Eocene Thermal Maximum: Implications for the Anthropocene. [En línea] En: Gondwana Research, Volume 56, April, Pages 69-89. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.12.002

KELLY, M. (2011a). Impact study: Princeton model shows fallout of a giant meteorite strike. [En línea] En: Princeton University, Oct. 19. Disponible en:

https://www.princeton.edu/news/2011/10/19/impact-study-princeton-model-shows-fallout-giant-meteorite-strike

KELLY, M. (2011b). Massive volcanoes, meteorite impacts delivered one-two death punch to dinosaurs. [En línea] En: Princeton University, Nov. 17. Disponible en:

https://www.princeton.edu/news/2011/11/17/massive-volcanoes-meteorite-impacts-delivered-one-two-death-punch-dinosaurs

KELLY, M. (2014). New, tighter timeline confirms ancient volcanism aligned with dinosaurs' extinction. [En línea] En: Princeton University, Office of Communications, Dec. 18. Disponible en:

https://www.princeton.edu/news/2014/12/18/new-tighter-timeline-confirms-ancient-volcanism-aligned-dinosaurs-extinction

KEMP, T.; PARRINGTON, F. (1980). The primitive cynodont Procynosuchus:: structure, function and evolution of the postcranial skeleton. [En línea] En: Philosophical Transactions of the Royal Society B. Biological Sciences, 288 (1027): 217–258. Disponible en:

https://doi.org/10.1098/rstb.1980.0001

KENNEDY, C.; LINDSEY, R. (2018). ¿Cuál es la diferencia entre el calentamiento global y el cambio climático? [En línea] En: Climate.gov, NOAA, EEUU, April 10. Reviewed by: ROOD, R.; HAYHOE, K. Traducción de Roberto Molar. Disponible en:

https://www.climate.gov/news-features/climate-qa/cual-es-la-diferencia-entre-el-calentamiento-global-y-el-cambio-climatico

KENNETT, D.; KENNETT, J.; WEST, A.; ET AL. (2009). Nanodiamonds in the Younger Dryas Boundary Sediment Layer. [En línea] En: Science, Volume 323, Issue 5910, 2 January, p. 94. Disponible en:

https://doi.org/10.1126/science.1162819

KHOSLA, A.; LUCAS, S. (2021). End-Cretaceous Extinctions. [En línea] En: Encyclopedia of Geology (Second Edition), Pages 665-678. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.12473-X

KIMBEL, W.; VILLMOARE, B. (2016). From Australopithecus to Homo: the transition that wasn't†. [En línea] En: Philosophical Transactions of the Royal Society London B. Biological Sciences, 371 (1698): 20150248. Disponible en:

https://doi.org/10.1098/rstb.2015.0248

KISS, T. (2024a). Australopithecus. [En línea] En: Enciclopedia Humanidades, 24 de octubre. Disponible en:

https://humanidades.com/australopithecus/

KISS, T. (2024b). Edad de Cobre. [En línea] En: Enciclopedia Humanidades, 26 de noviembre. Recuperado el 2 de septiembre de 2025. Disponible en:

https://humanidades.com/edad-del-cobre/

KISS, T. (2025a). Postclassic Period. [En línea] En: Encyclopedia of Humanities, March 11. Disponible en:

https://humanidades.com/en/postclassic-period/

KISS, T. (2025b). Culturas precolombinas. [En línea] En: Enciclopedia Humanidades, 25 de mayo. Recuperado el 17 de septiembre de 2025. Disponible en:

https://humanidades.com/culturas-precolombinas/

KISS, T. (2025c). Prehistoria. [En línea] En: Enciclopedia Humanidades, 25 de mayo. Recuperado el 2 de septiembre de 2025. Disponible en:

https://humanidades.com/prehistoria/

KISS, T. (2025d). Civilizaciones antiguas. [En línea] En: Enciclopedia Concepto, 28 de julio. Recuperado el 1 de octubre de 2025. Disponible en:

https://concepto.de/civilizaciones-antiguas/

KLEIN, N. (2015). Esto lo cambia todo. El capitalismo contra el clima. Barcelona: Paidos.

KOCH, C.; HANSEN, T. (2025). Cretaceous Period geochronology. [En línea] En: Britannica, Article History, Jul 22. Disponible en:

https://www.britannica.com/science/Cretaceous-Period

KOLIRIN, L. (2022). Una criatura parecida a una musaraña que vivió hace 225 millones de años es el mamífero más antiguo identificado hasta ahora. [En línea] En: CNN, Mundo, 7 de septiembre. Disponible en:

https://cnnespanol.cnn.com/2022/09/07/mamifero-mas-antiguo-identificado-hasta-ahora-trax

KOPTEV, A.; CLOETINGH, S. (2024). Role of Large Igneous Provinces in continental break-up varying from “Shirker” to “Producer”. [En línea] En: Communications Earth & Environment, Volume 5, 09 January, Article Number: 27. Disponible en:

https://doi.org/10.1038/s43247-023-01191-9

KOSMOPOULOS, P. (2024). Chapter 5 - Impact of aerosols on solar energy production. [En línea] En: Planning and Management of Solar Power from Space, Pages 89-104. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/B978-0-12-823390-0.00009-0

KOTWICKI, V. (2009). Water balance of Earth / Bilan hydrologique de la Terre. [En línea] En: Hydrological Sciences Journal, 54:5, pp. 829-840. Disponible en:

https://doi.org/10.1623/hysj.54.5.829

KRINNER, G. (2025). The climate machine. [En línea] En: Encyclopedia of the Environment, January 5. Disponible en:

https://www.encyclopedie-environnement.org/en/climate/the-climate-machine/

KRISHNAMURTI, T. (2026). Monsoon. [En línea] En: Encyclopaedia Britannica, History, Feb. 8. Disponible en:

https://www.britannica.com/science/monsoon

KUMAR, R. (2011). Neoglaciation. [En línea] En: SINGH, V.; SINGH, P.; HARITASHYA, U. (EDS). Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers. Encyclopedia of Earth Sciences Series. Springer, Dordrecht. Disponible en:

https://doi.org/10.1007/978-90-481-2642-2_370

KUMP, L.; GIBBS, M.; ARTHUR, M.; PATZKOWSKY, M.; SHEEHAN, P. (1995). Hirnantian glaciation and the carbon cycle. [En lvnea] En: Pacific Section SEPM. Disponible en:

https://archives.datapages.com/data/pac_sepm/094/094001/pdfs/299.htm

KUNIMATSU, Y.; NAKATSUKASA, M.; SAWADA, Y.; ET AL. (2007). A new Late Miocene great ape from Kenya and its implications for the origins of African great apes and humans. [En línea] En: PNAS, 104 (49), 19220-19225. Disponible en:

https://doi.org/10.1073/pnas.0706190104

KÜRSCHNER, W.; KVACEK, Z.; DILCHER, D. (2008). The impact of Miocene atmospheric carbon dioxide fluctuations on climate and the evolution of terrestrial ecosystems. [En línea] En: Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, Jan 3; 105(2): 449–453. Disponible en:

https://doi.org/10.1073/pnas.0708588105

KVASOV, D.; VERBITSKY, M. (1981). Causes of Antarctic Glaciation in the Cenozoic. [En línea] En: Quaternary Research, Volume 15, Issue 1, January. Published online by Cambridge University Press: 2017. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/0033-5894(81)90110-1

LABANDEIRA, C. (1998). Early history of arthropod and vascular plant associations. [En línea] En: Annual Review of Earth and Planetary Sciences, Volume 26, pp. 329-377. Disponible en:

https://doi.org/10.1146/annurev.earth.26.1.329

LABANDEIRA, C. (2006). Silurian to Triassic plant and hexapod clades and their associations: new data, a review, and interpretations. [En línea] En: Arthropod Systematics & Phylogeny, 64(1): 53-94. Disponible en:

https://doi.org/10.3897/asp.64.e31644

LABANDEIRA, C. (2007). The origin of herbivory on land: Initial patterns of plant tissue consumption by arthropods. [En línea] En: Insect Science, Volume 14, Issue 4 pp. 259-275. Disponible en:

https://doi.org/10.1111/j.1744-7917.2007.00141.x-i1

LAGOS, L. (2024). Las aves del terror fueron también los depredadores tope en la Antártida hace unos 50 millones de años. [En línea] En: La Diaria, Ciencia, 1 de marzo. Disponible en:

https://ladiaria.com.uy/ciencia/articulo/2024/3/las-aves-del-terror-fueron-tambien-los-depredadores-tope-en-la-antartida-hace-unos-50-millones-de-anos/

LÄHDE, V. (2025). Are you Confusedocene? [En línea] En: Aeon, 6 November. Disponible en:

https://aeon.co/essays/declared-dead-last-year-the-anthropocene-is-very-much-alive

LANDWEHRS, J.; FEULNER, G.; HOFMANN, M.; PETRI, S. (2020). Climatic fluctuations modeled for carbon and sulfur emissions from end-Triassic volcanism. [En línea] En: Earth and Planetary Science Letters, Volume 537, 1 May, 116174. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116174

LARA, T. (2020). A cinco años del Acuerdo de París en cambio climático: avances y desafíos. [En línea] En: Redacción, 10 de diciembre. Disponible en:

https://www.redaccion.com.ar/a-cinco-anos-del-acuerdo-de-paris-en-cambio-climatico-avances-y-desafios/

LAZARUS, R. (2009). Super Wicked Problems and Climate Change: Restraining the Present to Liberate the Future. [En línea] En: Georgetown Law Faculty Publications and Other Works, 159. Disponible en:

https://scholarship.law.georgetown.edu/facpub/159

LE PICHON, X.; CELAL, A.; JELLINEK, M.; LENARDIC, A.; IMREN, C. (2023). Breakup of Pangea and the Cretaceous Revolution. [En línea] En: Tectonics, Volume 42, Issue 2, 25 January. Disponible en:

https://doi.org/10.1029/2022TC007489

LEAKEY, R.; LEWIN, R. (1997). La sexta extinción. El futuro de la vida y de la humanidad. Barcelona: Tusquets Editores. Traducción de Antonio-Prometeo Moya.

LEEGOOD, R. (2013). Photosynthesis. [En línea] En: Encyclopedia of Biological Chemistry, Reference Module in Biomedical Sciences, Pages 492-496. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/B978-0-12-378630-2.00049-9

LENTON, T.; CROUCH, M.; JOHNSON, M.; PIRES, N.; DOLAN, L. (2012). First plants cooled the Ordovician. [En línea] En: Nature Geoscience, Volume 5, 01 February, pages 86–89. Disponible en:

https://www.nature.com/articles/ngeo1390

LEÓN, F. (2019). Megavolcán y la Tierra bola de nieve. [En línea] En: Meteored, 27 de abril. Disponible en:

https://www.tiempo.com/ram/megavolcan-y-la-tierra-bola-de-nieve.html

LEUTERT, T.; AUDERSET, A.; MARTÍNEZ-GARCÍA, A.; MODESTOU, S.; MECKLER, N. (2020). Coupled Southern Ocean cooling and Antarctic ice sheet expansion during the middle Miocene. [En línea] En: Nature Geoscience, Volume 13, 31 August, Pages 634–639. Disponible en:

https://doi.org/10.1038/s41561-020-0623-0

LEVINTON, J. (2013). Extinction in the Fossil Record. [En línea] En: Encyclopedia of Biodiversity (Second Edition), Pages 413-425. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/B978-0-12-384719-5.00051-4

LEZAMA, J. (2020). El fracaso de la política climática mundial. [En línea] En: Nexos, Crisis Ambiental, Gobernanza Ambiental Global, 27 de enero. Disponible en:

https://medioambiente.nexos.com.mx/el-fracaso-de-la-politica-climatica-mundial/

LI, M.; HUANG, C.; HINNOV, L.; CHEN, W.; OGG, J.; TIAN, W. (2018). Astrochronology of the Anisian stage (Middle Triassic) at the Guandao reference section, South China. [En línea] En: Earth and Planetary Science Letters, Volume 482, 15 January, Pages 591-606. Disponible:

https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.11.042

LI, D.; LUO, G.; TANG, Q.; SHE, Z.; XIAO, S. (2023). New record of the green algal fossil Proterocladus and coexisting microfossils from the Meso-Neoproterozoic Diaoyutai Formation in southern Liaoning, North China. [En línea] En: Precambrian Research, Volume 393, 1 August, 107104. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.precamres.2023.107104

LIFEDER (2022a). Corrientes de convección. [En línea] 1 de noviembre. Disponible en:

https://www.lifeder.com/corrientes-de-conveccion/

LIFEDER (2022b). Periodo hispánico. [En línea] 4 de noviembre. Disponible en:

https://www.lifeder.com/periodo-hispanico/

LIFEDER (2023a). Periodo Formativo de América. [En línea] 26 de mayo. Disponible en:

https://www.lifeder.com/periodo-formativo-america/

LIFEDER (2023b). Dryopithecus. [En línea] 29 de junio. Disponible en:

https://www.lifeder.com/dryopithecus/

LIN, J.; QIAN, T. (2022). Earth's Climate History from 4.5 Billion Years to One Minute. [En línea] En: Atmosphere-Ocean, Volume 60, Issue 3-4: Pages 188-232. Disponible en:

https://doi.org/10.1080/07055900.2022.2082914

LINDSEY, R. (2009). Climate and Earth's Energy Budget. [En línea] En: Earth Observatory, NASA, EEUU, January 14. Disponible en:

https://earthobservatory.nasa.gov/features/EnergyBalance

L'INSTITUT BOTÀNIC DE BARCELONA (IBB) (2024). The proposal for the 'Anthropocene' as a new geological epoch has been rejected. [En línea] Març. Disponible en:

https://www.ibb.csic.es/ca/2024/03/the-proposal-for-the-anthropocene-as-a-new-geological-epoch-has-been-rejected-3/

LIOU, J. (2022). ¿Qué es la acidificación de los océanos? [En línea] OIEA, Organismo Internacional de Energía Atómica, News, 23 de noviembre. Disponible en:

https://www.iaea.org/es/newscenter/news/acidificacion-oceanos-deficinicion

LIU, P.; HU, Y.; LIU, Y. (2017). Climate and Ocean Circulation During "The Boring Billion" Simulated by CCSM3. [En línea] En: American Geophysical Union, Fall Meeting, December. Disponible en:

https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2017AGUFMPP41B1296L/abstract

LIU, H.; ZARTMAN, E.; IRELAND, T.; SUN, W. (2019). Global atmospheric oxygen variations recorded by Th/U systematics of igneous rocks. [En línea] En: PNAS, September 3, 116 (38). Disponible en:

https://doi.org/10.1073/pnas.1902833116

LIU, S.; XIONG, Z., WU, T.; ZHAO, M. (2025). Plume-induced emissions of deep methane linked to the end-Guadalupian mass extinction. [En línea] En: Nature Communications, Volume 16, Article Number: 5865, 01 July. Disponible en:

https://doi.org/10.1038/s41467-025-61147-9

LLORENTE, A. (2021). Cuáles son los glaciares que no se derriten en América Latina y por qué. [En línea] En: BBC News Mundo, 24 de mayo. Disponible en:

https://www.bbc.com/mundo/noticias-57209341

LOCKS, C.; MERGEL, S.; ROSEMAN, P.; SPIKE, T.; LASSETER, M. (2025). 1.2: La era paleo-india a través de la revolución agrícola. [En línea] En: Libre Texts, Agost 13. Disponible en:

https://espanol.libretexts.org/Bookshelves/Humanidades/Humanidades/Historia/Historia_Nacional/Libro%3A_Estados_Unidos_Historia_hasta_1877_(Locks_et_al.)/01%3A_La_historia_de_Estados_Unidos_antes_de_Col%C3%B3n/1.02%3A_La_era_paleo-india_a_trav%C3%A9s_de_la_revoluci%C3%B3n_agr%C3%ADcola

LONG, J. (2018). Curious Kids: How many dinosaurs in total lived on Earth during all periods? [En línea] En: The Conversation, August 8. Disponible en:

https://theconversation.com/

LONG, J.; NIEDŹWIEDZKI, G.; GARVEY, J.; ET AL. (2025). Earliest amniote tracks recalibrate the timeline of tetrapod evolution. [En línea] En: Nature, Volume 641, pages 1193–1200. Disponible en:

https://doi.org/10.1038/s41586-025-08884-5

LONGRICH, N. (2019). ¿Fueron otros humanos las primeras víctimas de la sexta extinción masiva? [En línea] En: The Conversation, December 29. Disponible en:

https://theconversation.com/fueron-otros-humanos-las-primeras-victimas-de-la-sexta-extincion-masiva-128806

LÓPEZ AGUILAR, F. (2021). Los episodios climáticos y las reorganizaciones culturales. Una mirada al Holoceno. [En línea] En: Cuicuilco, Revista de Ciencias Antropológicas, Volumen 28, Número 80, Ciudad de México, enero/abril. Disponible en:

https://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S2448-84882021000100005

LÓPEZ-ARBARELLO, A.; RAUHUT, O.; MOSER, K. (2008). Peces jurásicos de Gondwana. [En línea] En: Revista de la Asociación Geológica Argentina, Volumen 63, Número 4, Buenos Aires, oct./dic. Disponible en:

https://www.scielo.org.ar/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0004-48222008000400010&lng=es&nrm=iso

LÓPEZ BOSCH, D. (2016a). Reptiles y mamíferos: mismo origen, diferentes historias. [En línea] En: All You Need Is Biology, 10 de enero. Disponible en:

https://allyouneedisbiology.wordpress.com/2016/01/10/evolucion-amniotas/

LÓPEZ BOSCH, D. (2016b). Sinápsidos: Antes que los dinosaurios dominasen la Tierra. [En línea] En: All You Need Is Biology, 6 de abril. Disponible en:

https://allyouneedisbiology.wordpress.com/tag/terapsido/

LOVELOCK, J. (1985). Gaia, una nueva visión de la vida sobre la Tierra. Barcelona: Ediciones Orbis.

LOZANO, E. (2021). El caos climático ayudó a desencadenar la Revolución Francesa. [En línea] En: Autopista, Planeta 2030, 9 de noviembre. Disponible en:

https://www.autopista.es/planeta2030/caos-climatico-ayudo-desencadenar-revolucion-francesa_245954_102.html

LU, M.; LU, Y.; IKEJIRI, T.; SUN, D.; CARROLL, R.; BLAIR, E.; ALGEO, T.; SUN, Y. (2021). Periodic oceanic euxinia and terrestrial fluxes linked to astronomical forcing during the Late Devonian Frasnian–Famennian mass extinction. [En línea] En: Earth and Planetary Science Letters, Volume 562, 15 May, 116839. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.epsl.2021.116839

LUDT, W.; ROCHA, L. (2014). Shifting seas: the impacts of Pleistocene sea-level fluctuations on the evolution of tropical marine taxa. [En línea] En: Journal of Biogeography, Volume 42, Issue 1, pp. 25-38. Disponible en:

https://doi.org/10.1111/jbi.12416

LUO, Z.; YUAN, C.; MENG, Q.; JI, Q. (2011). A Jurassic eutherian mammal and divergence of marsupials and placentals. [En línea] En: Nature, Volume 476, Pages 442–445. Disponible en:

https://doi.org/10.1038/nature10291

LYLE, M.; GIBBS, S.; MOORE, T.; REA, D. (2007). Late Oligocene initiation of the Antarctic Circumpolar Current: Evidence from the South Pacific. [En línea] En: Geology, 35 (8): 691–694. Disponible en:

https://doi.org/10.1130/G23806A.1

LYONS, T.; DIAMOND, C.; PLANAVSKY, N.; REINHARD, C.; LI, C. (2021). Oxygenation, Life, and the Planetary System during Earth's Middle History: An Overview. [En línea] En: Astrobiology, August 16, 21(8): 906–923. Disponible en:

https://doi.org/10.1089/ast.2020.2418

MA, X.; GONG, Y.; CHEN, D.; RACKI, G.; CHEN, X.; LIAO, W. (2016). The Late Devonian Frasnian–Famennian Event in South China — Patterns and causes of extinctions, sea level changes, and isotope variations. [En línea] En: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Volume 448, 15 April, Pages 224-244. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.10.047

MACAYA HORTA, E. (2022a). ¿Qué son y cómo se clasifican las algas? [En línea] En: Museo de Historia Natural de Concepción, 17 de enero. Disponible en:

https://www.mhnconcepcion.gob.cl/noticias/que-son-y-como-se-clasifican-las-algas

MACAYA HORTA, E. (2022b). Las algas y su importancia social, ecológica y económica. [En línea] En: Museo de Historia Natural de Concepción, 4 de febrero. Disponible en:

https://www.mhnconcepcion.gob.cl/noticias/las-algas-y-su-importancia-social-ecologica-y-economica

MACPHERSON, K. (2009). Princeton geoscientist offers new evidence that meteorite did not wipe out dinosaurs. [En línea] En: Princeton University, May 4. Disponible en:

https://www.princeton.edu/news/2009/05/04/princeton-geoscientist-offers-new-evidence-meteorite-did-not-wipe-out-dinosaurs

MACWHIRTER, P. (2009). 1 - The development of avian species. [En línea] En: Handbook of Avian Medicine (Second Edition), Pages 1-24. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/B978-0-7020-2874-8.00001-8

MAGRI, L.; WHITTAKER, J.; COFFIN, M.; ET AL. (2024). Tectono-Stratigraphic Evolution of the Kerguelen Large Igneous Province: The Conjugate William's Ridge-Broken Ridge Rifted Margins. [En línea] En: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, Volume 129, Issue 3, 27 February. Disponible en:

https://doi.org/10.1029/2023JB027493

MALDONADO RIVERA, J. (2023). México, privilegiado para las energías renovables. [En línea] Entrevista realizada por: Boletín UNAM-DGCS-736, Ciudad Universitaria, UNAM, 29 de septiembre. Disponible en:

https://www.dgcs.unam.mx/boletin/bdboletin/2023_736.html#:~:text=La%20energ%C3%ADa%20por%20irradiaci%C3%B3n%20que%20llega%20del,a%20usarlos%2C%20enfatiz%C3%B3%20el%20cient%C3%ADfico%20del%20Centro

MALTEPE, E.; PENN, A. (2018). 5 - Development, Function, and Pathology of the Placenta. [En línea] En: Avery's Diseases of the Newborn (Tenth Edition), Pages 40-60. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/B978-0-323-40139-5.00005-X

MANLEY, G.; KÖPPL, C.; CHRISTENSEN-DALSGAARD, J.; WILSON, M. (2017). 1.13 - Evolutionary Trends in Land Vertebrate Hearing Organs. [En línea] En: Evolution of Nervous Systems (Second Edition), Volume 1, Pages 277-290. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/B978-0-12-804042-3.00010-5

MANSOR, M.; DUVERGER, A.; PASQUIER, V.; ET AL. (2025). Biogenic pyrite and metastable iron sulfides: Emerging formation pathways and geological and societal relevance. [En línea] En: Geo-Bio Interfaces, 2:e6. Disponible en:

https://doi.org/10.1180/gbi.2024.9

MARCOS-MERINO, J.; ESTEBAN GALLEGO, R.; OCHOA DE ALDA, J. (2017). Comprendiendo los relojes moleculares a través de la evolución de "el Quijote". [En línea] En: Enseñanza de las Ciencias, N.º Extraordinario, X Congreso Internacional sobre Investigación en Didáctica de las Ciencias, Sevilla, 5-8 de septiembre. Disponible en:

https://www.google.com/url?sa=i&source=web&rct=j&url=https://raco.cat/index.php/Ensenanza/article/download/337434/428274/485607%23:~:text%3DUn%2520reloj%2520molecular%2520es%2520una,de%2520DNA%252C%2520RNA%2520o%2520prote%25C3%25ADnas.&ved=2ahUKEwju0pzAoJySAxUjrZUCHWBrMDcQ1fkOegQICxAP&opi=89978449&cd&psig=AOvVaw2MI3Pf8TfVMB5FTKi2v83i&ust=1769071894763000

MAREAN, C. (2015). How Homo sapiens Became the Ultimate Invasive Species. [En línea] En: Scientific American, August 1. Disponible en:

https://www.scientificamerican.com/article/how-homo-sapiens-became-the-ultimate-invasive-species/

MARINONE, B. (2024). Los datos sorprendentes sobre meganeura, el insecto volador más grande de la historia. [En línea] En: Infobae, Ciencia, 17 de noviembre. Disponible en:

https://www.infobae.com/america/ciencia-america/2024/11/17/los-datos-sorprendentes-sobre-meganeura-el-insecto-volador-mas-grande-de-la-historia/

MARKWICK, P.; ROWLEY, D. (1998). The Geological Evidence for Triassic to Pleistocene Glaciations: Implications for Eustasy. [En línea] En: PINDELL, J.; DRAKE, C. (EDIT.). Paleogeographic Evolution and Non-Glacial Eustasy, Northern South America. Book Chapter. Disponible en:

https://doi.org/10.2110/pec.98.58.0017

MARQUÉZ, A. (2021). Ciclos biogeoquímicos: qué son, tipos e importancia. [En línea] En: Ecología Verde, Medio Ambiente, Biología, 4 de febrero. Disponible en:

https://www.ecologiaverde.com/ciclos-biogeoquimicos-que-son-tipos-e-importancia-3262.html

MARSHALL, L.; BUTLER, R.; DRAKE, R.; CURTIS, G ; TEDFORD, R. (1979). Calibration of the Great American Interchange: A radioisotope chronology for Late Tertiary interchange of terrestrial faunas between the Americas. [En línea] En: Science, Volume 204, Issue 4390, 20 Apr, pp. 272-279. Disponible en:

https://doi.org/10.1126/science.204.4390.272

MARSHALL, J.; PLUMB, R. (2008). Atmosphere, Ocean, and Climate Dynamics: An Introductory Text. [En línea] San Diego, California: Elsevier Academic Press. Disponible en:

https://www.google.com/url?sa=t&source=web&rct=j&opi=89978449&url=https://paleodyn.uni-bremen.de/study/Dyn2/atmosphere-ocean-climate-dynamics-marshall-plumb.pdf&ved=2ahUKEwjJm9brldaNAxXMqpUCHYG1DswQFnoECD4QAQ&usg=AOvVaw2_xb-kPvm3G3O5Bra0Yjy4

MARSHALL, M. (2010). The history of ice on Earth. [En línea] En: New Scientist, Earth, 24 May. Disponible en:

https://www.newscientist.com/article/dn18949-the-history-of-ice-on-earth/

MARSHALL, M. (2015). ¿Cómo se creó el aire que respiramos? [En línea] En: BBC News Mundo, 10 de julio. Disponible en:

https://www.bbc.com/mundo/noticias/2015/07/150709_vert_earth_oxigeno_tierra_lp

MARSHALL, M. (2021). BBC Earth: The secret of how life on Earth began. [En línea] 6 de noviembre. Publicado originalmente en: BBC Earth, 31 October, 2016. Disponible en:

https://www.michaelcmarshall.com/blog/bbc-earth-the-secret-of-how-life-on-earth-began

MARTÍN-CHIVELET, J.; PALMA, R.; DOMINGO, L.; LÓPEZ-GÓMEZ, J. (2015). Cicloestratigrafia, Cambio Climático y la Escala de Tiempo Astronómico. [En línea] En: Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, Volumen 23, Número 2, p. 136. Disponible en:

https://raco.cat/index.php/ECT/article/view/306514

MARTÍNEZ, M.; DECONINCK, J.; PELLENARD, P.; ET AL. (2013). Astrochronology of the Valanginian Stage from reference sections (Vocontian Basin, France) and palaeoenvironmental implications for the Weissert Event. [En línea] En: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Volume 376, 15 April, Pages 91-102. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.02.021

MARTÍNEZ-AUSTRIA, P. (2013). Los retos de la seguridad hídrica. [En línea] En: Tecnología y ciencias del agua, Volumen 4, Número 5, noviembre/diciembre. Disponible en:

https://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S2007-24222013000500011

MARTÍNEZ GARCÍA, B. (2020). Ostrácodos, los señores del agua. [En línea] En: Geología desde Ávila, 20 de mayo. Disponible en:

https://geolodiaavila.com/2020/05/20/ostracodos-los-senores-del-agua/

MARTÍNEZ GRAU, J. (2019). Vetusodon elikhulu: cuando lo antiguo tiene algo de moderno. [En línea] CONICET, Ciencias Exactas y Naturales, 11 de junio. Disponible en:

https://www.conicet.gov.ar/vetusodon-elikhulu-cuando-lo-antiguo-tiene-algo-de-moderno/

MARTÍNEZ-JUÁREZ, P. (2023). La “superglaciación”, el periodo de la Tierra en el que la vida se vio confinada a una estrecha franja. [En línea] En: Xataka, Ciencia, 3 de junio. Disponible en:

https://www.xataka.com/ecologia-y-naturaleza/superglaciacion-periodo-tierra-que-vida-se-vio-confinada-a-estrecha-franja

MASÓ, A. (2023). Todos los mamíferos del mundo. [En línea] En: Mètode, 116. Instantes de Ciencia, Volumen 1. Disponible en:

https://metode.es/revistas-metode/llibres-revistes-revistes/jo-i-altres-animals-llibres-revistes-revistes/obra-referencia-mamiferos-mundo.html

MASTERSON, A. (2017). Pangaea break-up fuelled climate change. [En línea] En: Cosmos Magazine, Climate, November 13. Disponible en:

https://cosmosmagazine.com/earth/climate/pangaea-break-up-fuelled-early-climate-change/

MATSUMOTO, H.; ISHIKAWA, A.; COCCIONI, R.; FRONTALINI, F.; SUZUKI, K. (2023). Fine-grained interplanetary dust input during the Turonian (Late Cretaceous): evidence from osmium isotope and platinum group elements. [En línea] En: Scientific Reports, Volume 13, December, Article Number: 22051. Disponible en:

https://doi.org/10.1038/s41598-023-49252-5

McCARTHY, J.; TYUKAVINA, S.; WEISSE, M.; HARRIS, N. (2022). Los nuevos datos lo confirman: los incendios forestales están empeorando. [En línea] En: World Resources Institute, august 17. Disponible en:

https://www.wri.org/insights/nuevos-datos-los-incendiosforestales#:~:text=De%20hecho%2C%20el%202021%20fue,cobertura%20arb%C3%B3rea%20ocurrida%20ese%20a%C3%B1o).

McGRATH, M. (2021). El "impacto inmenso" de las regiones del Amazonas que ahora emiten más carbono del que absorben. [En línea] En: BBC News Mundo, 15 de julio. Disponible en:

https://www.bbc.com/mundo/noticias-57820472

McGRATH, M.; POYNTING, M. (2023). El "inexplicable" calentamiento de los océanos que alarma a los científicos. [En línea] En: BBC News Mundo, BBC Climate y Ciencia, 25 de abril. Disponible en:

https://www.google.com/amp/s/www.bbc.com/mundo/noticias-65388079.amp

McHUGO, G.; DOVER, M.; MACHUGH, D. (2019). Unlocking the origins and biology of domestic animals using ancient DNA and paleogenomics. [En línea] En: BMC Biology, Volume 17, Article Number 98. Disponible en:

https://doi.org/10.1186/s12915-019-0724-7

McKAY, N.; KAUFMAN, D.; ROUTSON, C.; ERB, M.; ZANDER, P. (2018). The Onset and Rate of Holocene Neoglacial Cooling in the Arctic. [En línea] En: Geophysical Research Letters, Volume 45, Issue 22, pp.487-496. Disponible en:

https://doi.org/10.1029/2018GL079773

McKAY, R.; COCKRELL, J.; SHEVENELL, A.; ET AL. (2025). Miocene ice sheet dynamics and sediment deposition in the central Ross Sea, Antarctica. [En línea] En: GSA Bulletin, 137 (3-4): 1267–1291. Disponible en:

https://doi.org/10.1130/B37613.1

McKEEVER, A. (2023). Amonites: qué son y cómo llegaron a gobernar los mares prehistóricos. [En línea] En: National Geographic, Animales, 31 de enero. Última actualización: 8 de noviembre de 2025. Disponible en:

https://www.nationalgeographicla.com/animales/amonites-que-son-y-como-llegaron-a-gobernar-los-mares-prehistoricos

McKENZIE, R. (2020). Think 2020 is weird? Spare a thought for 1010: a frozen Nile, ‘giants’, killer Vikings and a Farsi Game of Thrones. [En línea] En: South China Morning Post, History, April 18. Disponible en:

https://www.scmp.com/week-asia/opinion/article/3080365/think-2020-weird-spare-thought-1010-frozen-nile-giants-killer

McKIE, R. (2024). Fifty years on, how Lucy, the mother of humanity, changed our understanding of evolution. [En línea] En: The Guardian, Evolution, 30 June. Disponible en:

https://www.theguardian.com/science/article/2024/jun/30/fifty-years-on-how-lucy-the-mother-of-humanity-changed-our-understanding-of-evolution

McNULTY, K ; JANSMA, R. (2018). Proconsul. [En línea] En: The International Encyclopedia of Biological Anthropology, 04 October. Disponible en:

https://doi.org/10.1002/9781118584538.ieba0408

MEDINA, V. (2017). Los arcos volcánicos se forman por la fusión de las diversas rocas en profundidad. [En línea] En: Geoxnet, Ciencia, Geología, Tectónica, 30 de diciembre. Disponible en:

https://post.geoxnet.com/los-arcos-volcanicos-se-forman-la-fusion-las-diversas-rocas-profundidad/

MEDRANO GONZÁLEZ, L. (2013). La evolución de los cetáceos: moléculas, anatomías y mares. [En línea] En: Cuadrivio, Ciencias, 25 de agosto. Disponible en:

https://cuadrivio.net/2013/08/la-evolucion-de-los-cetaceos-moleculas-anatomias-y-mares/

MEGÍAS, M.; MOLIST, P.; POMBAL, M. (2025). Endosimbiosis. [En línea] En: Atlas de Histología Vegetal y Animal, La célula, Universidad de Vigo, 21 de julio. Disponible en:

https://mmegias.webs.uvigo.es/5-celulas/1-endosimbiosis.php

MELOTT, A.; LIEBERMAN, B.; LAIRD, C.; MARTIN, L.; MEDVEDEV, M.; THOMAS, B.; CANNIZZO, J.; GEHRELS, N.; JACKMAN, C. (2004). Did a gamma-ray burst initiate the late Ordovician mass extinction? [En línea] En: International Journal of Astrobiology, Volume 3, Issue 1. Disponible en:

https://doi.org/10.1017%2FS1473550404001910

MERINO, A. (2024). El mapa de la América precolombina. [En línea] En: El Orden Mundial, 14 de abril. Disponible en:

https://elordenmundial.com/mapas-y-graficos/mapa-america-precolombina/

METHNER, K.; CAMPANI, M.; FIEBIG, J.; ET AL. (2020). Middle Miocene long-term continental temperature change in and out of pace with marine climate records. [En línea] En: Scientific Reports, Volume 10, Article number: 7989. Disponible en:

https://doi.org/10.1038/s41598-020-64743-5

MICHÁN DOÑA, C. (2024). ¿Cómo empezó la vida en la Tierra? [En línea] En: The Conversation Junior, Universidad de Córdoba, 28 de mayo. Disponible en:

https://www.uco.es/ucci/es/noticias-gen/item/4686-como-empezo-la-vida-en-la-tierra

MILLÁN, M.; WEISSERT, H.; LÓPEZ-HORGUE, M. (2014). Expression of the late Aptian cold snaps and the OAE1b in a highly subsiding carbonate platform (Aralar, northern Spain). [En línea] En: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Volume 411, 1 October, Pages 167-179. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.06.024

MILLER, R. (2010). Those other mammals: The immunoglobulins and T cell receptors of marsupials and monotremes. [En línea] En: Seminars in Immunology, Volume 22, Issue 1, February, Pages 3-9. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.smim.2009.11.005

MIMENZA, O. (2018). Las 5 edades de la Historia (y sus características). [En línea] En: Psicología y Mente, Cultura, 5 de febrero. Última actualización: 6 de enero de 2025. Disponible en:

https://psicologiaymente.com/cultura/edades-de-la-historia

MINTZ, S. (2022). Historical Context: Facts about the Slave Trade and Slavery. [En línea] En: The Gilder Lehrman Institute of American History, History Resources, New York, August 16. Última actualización: 1 de octubre de 2025. Disponible en:

https://www.gilderlehrman.org/history-resources/teacher-resources/historical-context-facts-about-slave-trade-and-slavery

MISACHI, J. (2017). ¿Dónde estaba ubicado el océano de Tetis? [En línea] En: World Atlas, Medioambiente, 24 de octubre. Disponible en:

https://www.worldatlas.com/articles/where-was-the-tethys-ocean-located.html

MISOF, B.; LIU, S.; MEUSEMANN, K.; ET AL. (2014). Phylogenomics resolves the timing and pattern of insect evolution. [En línea] En: Science, Volume 346, Issue 6210, pp. 763-767. Disponible en:

https://doi.org/10.1126/science.1257570

MONEER, Z. (2022). Vulnerabilidad al clima, injusticia y (neo)colonialismo. [En línea] En: Política Exterior, numero 67, 21 de noviembre. Disponible en:

https://www.politicaexterior.com/articulo/vulnerabilidad-al-clima-injusticia-y-neocolonialismo/

MONROE, M. (2008). Australia se separa de la Antártida. [En línea] En: Australia: The Land Where Time Began. A Biography of the Australian Continent, 5 de noviembre. Disponible en:

https://austhrutime.com/australia_antarctica_separation.htm

MONTAGUD RUBIO, N. (2019). Edad del Hierro: características de esta etapa de la Prehistoria. [En línea] En: Psicología y Mente, Cultura, 7 de agosto. Última actualización: 14 de septiembre de 2025. Disponible en:

https://psicologiaymente.com/cultura/edad-del-hierro

MONTAGUD RUBIO, N. (2020). Edad del Bronce: características y fases de esta etapa histórica. [En línea] En: Psicología y Mente, Cultura, 28 de septiembre. Disponible en:

https://psicologiaymente.com/cultura/edad-del-bronce

MOODY, E.; ÁLVAREZ-CARRETERO, S.; DONOGHUE, P.; ET AL. (2024). The nature of the last universal common ancestor and its impact on the early Earth system. [En línea] En: Nature Ecology & Evolution, Volume 8, Pages 1654–1666. Disponible en:

https://doi.org/10.1038/s41559-024-02461-1

MOORE, S. (2021). La nueva geopolítica del cambio climático: de la cooperación a la competencia. [En línea] En: CIDOB, julio. Disponible en:

https://www.cidob.org/articulos/anuario_internacional_cidob/2021/la_nueva_geopolitica_del_cambio_climatico_de_la_cooperacion_a_la_competencia

MORENO IBÁÑEZ, M. (2023). El equilibrio energético de la Tierra no está en equilibrio, ¿debemos preocuparnos? [En línea] En: The Conversation, 29 de junio. Disponible en:

https://theconversation.com/el-balance-energetico-de-la-tierra-no-esta-en-equilibrio-debemos-preocuparnos-204942#:~:text=El%20resto%20del%20calor%20excedente,hielo%20marino%E2%80%93%20(4%20%25).&text=Adem%C3%A1s%20de%20acumular%20el%20calor,eventos%20de%20blanqueamiento%20de%20corales

MORENO OKUNO, A.; VENTOSA-SANTAULARIA, D. (2010). Disminución de la población indígena tras la llegada de los españoles. ¿Enfermedades o explotación? [En línea] En: Investigación económica, Volumen 69, Número 272, Ciudad de México, abril/junio. Disponible en:

https://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0185-16672010000200004

MORROW, R. (2023). Geólogos encuentran evidencias de 2 extinciones masivas gemelas. [En línea] En: Meteored, Reino Unido, 22 de abril. Disponible en:

https://www.meteored.com.ar/noticias/ciencia/geologos-encuentran-evidencias-de-2-dos-extinciones-masivas-gemelas.html

MUKHERJEE, I.; LARGE, R.; CORKREY, R.; DANYUSHEVSKY, L. (2018). The Boring Billion, a slingshot for Complex Life on Earth. [En línea] En: Scientific Reports, Volume 8, 4432. Disponible en:

https://doi.org/10.1038/s41598-018-22695-x

MUNNECKE, A.; CALNER, M.; HARPER, D.; SERVAIS, T. (2010). Ordovician and Silurian sea–water chemistry, sea level, and climate: A synopsis. [En línea] En: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Volume 296, Issues 3–4, 15 October, Pages 389-413. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.08.001

MUSEO NACIONAL DE CIENCIAS NATURALES (MNCN) (2017). La primera planta con flor. [En línea] Madrid, 22 de marzo. Disponible en:

http://mncn.bmtest.es/es/comunicacion/blog/la-primera-planta-con-flor

MUSEO NACIONAL DE HISTORIA NATURAL (MNHN) (2021). Coevolución de insectos y plantas: La herviboría. [En línea] Nota Área de Entomología, Chile, 18 de mayo. Disponible en:

https://www.mnhn.gob.cl/noticias/coevolucion-de-insectos-y-plantas-la-herviboria

MUSEO VIRTUAL DE PALEONTOLOGÍA (MVP) (2016). Trilobites. [En línea] España, Universidad de Huelva, 4 de octubre. Última actualización: 7 de octubre de 2024. Disponible en:

https://www.uhu.es/museovirtualpaleontologia/galerias/invertebrados/trilobites.html

MUSEO VIRTUAL DE PALEONTOLOGÍA (MVP) (2023). Graptolitos. [En línea] España, Universidad de Huelva, 3 de octubre. Última actualización: 18 de junio de 2025. Disponible en:

https://www.uhu.es/museovirtualpaleontologia/galerias/invertebrados/graptolitos.html

MYROW, P.; LAMB, M.; EWING, R. (2018). Rapid sea level rise in the aftermath of a Neoproterozoic snowball Earth. [En línea] En: Science, Volume 360, Issue 6389, 19 April, pp. 649-651. Disponible en:

https://doi.org/10.1126/science.aap8612

NACIONES UNIDAS (1992). Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático.

NACIONES UNIDAS (2014). 60 contribuciones de las Naciones Unidas para un mundo mejor. [En línea] November 13. Última actualización: 9 de febrero de 2025. Disponible en:

https://www.un.org/es/un60/60ways/environment.shtml

NACIONES UNIDAS (2018). Los recursos naturales causaron más del 40% de las guerras de los últimos sesenta años. [En línea] En: Noticias ONU, Mirada global Historias humanas, Paz y seguridad, 16 de octubre. Disponible en:

https://news.un.org/es/story/2018/10/1443762

NACIONES UNIDAS (2019). Unos 24.000 millones de toneladas de suelo fértil se pierden cada año por la desertificación. [En línea] En: Noticias ONU, Cambio climático y medioambiente, 17 de junio. Disponible en:

https://news.un.org/es/story/2019/06/1457861#:~:text=Cada%20a%C3%B1o%2C%20el%20mundo%20pierde,hasta%20en%20un%208%20%25%20anual

NACIONES UNIDAS (2021a). El cambio climático exacerba las guerras y el Consejo de Seguridad debe afrontarlo. [En línea] Noticias ONU, 23 de febrero. Disponible en:

https://news.un.org/es/story/2021/02/1488532

NACIONES UNIDAS (2021b). El cambio climático aumentará el riesgo de propagación de plagas, que ya destruyen un 40% de la producción de cultivos. [En línea] Cambio climático y medioambiente, 2 de junio. Disponible en:

https://news.un.org/es/story/2021/06/1492762

NACIONES UNIDAS (2022). Sufriremos más de una catástrofe diaria si no reducimos el riesgo. [En línea] Noticias ONU, 27 de abril. Disponible en:

https://news.un.org/es/story/2022/04/1507782

NACIONES UNIDAS (2023a). El agua: en el centro de la crisis climática. [En línea] Acción por el Clima, 9 de marzo. Disponible en:

https://www.un.org/es/climatechange/science/climateissues/water#:~:text=El%20cambio%20clim%C3%A1tico%20afecta%20al,agua%20(ONU%2DAgua)

NACIONES UNIDAS (2023b). Cómo afecta el cambio climático a los océanos del planeta. [En línea] Acción por el Clima, 22 de julio. Disponible en:

https://www.un.org/es/climatechange/science/climate-issues/ocean-impacts

NACIONES UNIDAS (2024). Objetivo 2: Poner fin al hambre. [En línea] Objetivos de Desarrollo Sostenible, 14 de enero. Disponible en:

https://www.un.org/sustainabledevelopment/es/hunger/

NAGALINGUM, N.; MARSHALL, C.; QUENTAL, T.; ET AL. (2011). Recent Synchronous Radiation of a Living Fossil. [En línea] En: Science, Volume 334, Issue 6057, pp. 796-799. Disponible en:

https://doi.org/10.1126/science.1209926

NANCE, D; GUTIÉRREZ-ALONSO, G; KEPPIE, D.; ET AL. (2012) A brief history of the Rheic Ocean. [En línea] En: Geoscience Frontiers, Volume 3, Issue 2, March, Pages 125-135. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.gsf.2011.11.008

NANCE, D. (2022). The supercontinent cycle and Earth's long‐term climate. [En línea] En: Annals of the New York Academy of Sciences, Jun 28; 1515(1): 33–49. Disponible en:

https://doi.org/10.1111/nyas.14849

NANCE, D.; EVANS, D.; MURPHY, J. (2022). Pannotia: To be or not to be? [En línea] En: Earth-Science Reviews, Volume 232, September, 104128. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104128

NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION (NASA) (2002). The Great Dying. [En línea] Science Editorial Team, Jan 27. Last Updated: Jun 30, 2023. Disponible en:

https://science.nasa.gov/science-research/earth-science/the-great-dying/

NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION (NASA) (2010). Gamma Rays. [En línea] Science Mission Directorate. Disponible en:

http://science.nasa.gov/ems/12_gammarays

NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION (NASA) (2020). Milankovitch (Orbital) Cycles and Their Role in Earth's Climate. [En línea] NASA Science Editorial Team, February 27. Last Updated: October 22, 2024. Disponible en:

https://science.nasa.gov/science-research/earth-science/milankovitch-orbital-cycles-and-their-role-in-earths-climate/

NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION (NASA) (2021a). Satélites muestran cómo el ciclo del agua en la Tierra se acelera a medida que el clima se calienta. [En línea] Artículo, 28 de mayo. Disponible en:

https://ciencia.nasa.gov/ciencia/ciencias-terrestres/satelites-muestran-como-el-ciclo-del-agua-en-la-tierra-seacelera-medida-que-el-clima-se-calienta/

NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION (NASA) (2021b). Russia's Crater of Diamonds. [En línea] Earth Observatory, 6 June. Disponible en:

https://earthobservatory.nasa.gov/images/148403/russias-crater-of-diamonds

NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION (NASA) (2023a). Calentamiento del océano. [En línea] Signos vitales, 30 de noviembre. Disponible en:

https://climate.nasa.gov/en-espanol/signos-vitales/calentamiento-del-oceano/

NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION (NASA) (2023b). ¿Cuál es la diferencia entre el cambio climático y el calentamiento global? [En línea] Global Climate Change, 30 de noviembre. Disponible en:

https://climate.nasa.gov/faq/91/cual-es-la-diferencia-entre-el-cambio-climatico-y-el-calentamiento-global/

NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION (NASA) (2025). Nuestro Sol: Datos. [En línea] February 23. Última actualización: 29 de agosto de 2025. Disponible en:

https://ciencia.nasa.gov/datos-sobre-el-sol/

NATIONAL GEOGRAPHIC (2021). Quaternary Period. [En línea] Science, march 5. Última actualización: 12 de agosto de 2025.

https://www.nationalgeographic.com/science/article/quaternary

NATIONAL GEOGRAPHIC (2023a). Qué es el Antropoceno y por qué esta teoría científica responsabiliza a los humanos. [En línea] Historia, 16 de enero. Disponible en:

https://www.nationalgeographicla.com/historia/2023/01/que-es-el-antropoceno-y-por-que-esta-teoria-cientifica-responsabiliza-a-los-humanos

NATIONAL GEOGRAPHIC (2023b). Cuál es el origen del agua en la Tierra según la ciencia. [En línea] Medio Ambiente, 7 de junio. Disponible en:

https://www.nationalgeographicla.com/medio-ambiente/2023/06/cual-es-el-origen-del-agua-en-la-tierra-segun-la-ciencia

NATIONAL GEOGRAPHIC (2023c). Así fue el origen del sistema solar. [En línea] Espacio, 19 de junio. Disponible en:

https://www.nationalgeographicla.com/espacio/2023/06/asi-fue-el-origen-del-sistema-solar

NATIONAL GEOGRAPHIC (2023d). ¿Cuál es el origen de la vida según la ciencia? [En línea] Ciencia, 3 de julio. Disponible en:

https://www.nationalgeographicla.com/ciencia/2023/06/cual-es-el-origen-de-la-vida-segun-la-ciencia

NATIONAL GEOGRAPHIC (2024a). Descubre cómo fue el periodo Jurásico, una época donde abundaron los dinosaurios de gran tamaño. [En línea] Redacción, 29 de junio. Disponible en:

https://www.nationalgeographicla.com/historia/2024/06/descubre-como-fue-el-periodo-jurasico-una-epoca-donde-abundaron-los-dinosaurios-de-gran-tamano

NATIONAL GEOGRAPHIC (2024b). Cuál es el tamaño exacto de los planetas del Sistema Solar, según la NASA. [En línea] Espacio, 8 de octubre. Disponible en:

https://www.nationalgeographicla.com/espacio/2024/10/cual-es-el-tamano-exacto-de-los-planetas-del-sistema-solar-segun-la-nasa#:~:text=Marte%3A%20el%20planeta%20rojo%20tiene,planeta%20m%C3%A1s%20cercano%20a%20%C3%A9l

NATIONAL GEOGRAPHIC ESPAÑA (2016). Insectos. [En línea] Animales, 29 de diciembre. Última actualización: 7 de enero de 2026. Disponible en:

https://www.nationalgeographic.com.es/animales/insectos

NATIONAL GEOGRAPHIC KIDS (2021). Why is the sky blue? [En línea] October 27. Text adapted from the Nat Geo Kids book Why Not?, by Chrispin Boyer. Última actualización: 6 de octubre de 2025. Disponible en:

https://kids.nationalgeographic.com/books/article/sky#:~:text=Actually%2C%20the%20sky%20was%20orange,nitrogen%2C%20cyanide%2C%20and%20methane.

NATIONAL GEOGRAPHIC SOCIETY (2025). Plate Tectonics. [En línea] Encyclopedic Entry, May 21. Disponible en:

https://education.nationalgeographic.org/resource/plate-tectonics/

NATIONAL HUMAN GENOME RESEARCH INSTITUTE (NHGRI) (2019). Clonación. [En línea] US Government, September 27. Disponible en:

https://www.genome.gov/es/about-genomics/fact-sheets/Clonaci%C3%B3n

NATIONAL HUMAN GENOME RESEARCH INSTITUTE (NHGRI) (2026). Eugenesia. [En línea] US Government, February 27. Disponible en:

https://www.genome.gov/es/genetics-glossary/Eugenics

NATURAL HISTORY MUSEUM (NHM) (2022). Earliest known mammal is identified using fossil tooth records. [En línea] UK, London, 6 September. Disponible en:

https://www.nhm.ac.uk/press-office/press-releases/earliest-known-mammal-is-identified-using-fossil-tooth-records.html

NATIONAL OCEANIC AND ATMOSPHERIC ADMINISTRATION (NOAA) (2023). The Earth-Atmosphere Energy Balance. [En línea] June 6. Disponible en:

https://www.noaa.gov/jetstream/atmosphere/energy

NATIONAL OCEANIC AND ATMOSPHERIC ADMINISTRATION (NOAA) (2025). Ocean currents. [En línea] EEUU, February 25. Disponible en:

https://www.noaa.gov/education/resource-collections/ocean-coasts/ocean-currents

NATIONAL PARK SERVICE (NPS) (2024). Geologic Timescale, Geologic Dating Techniques, and Numeric Ages. [En línea] EEUU, Grand Canyon National Park, January 30. Citado de: Natural Resources Report "Telling Time at Grand Canyon: 2020 Update". Disponible en:

https://www.nps.gov/articles/000/grcatime-timescale.htm

NEOFRONTERAS (2019). Asteroides y el Evento de la Gran Biodiversificación del Ordovícico. [En línea] Espacio, Geología, 22 de septiembre. Disponible en:

https://neofronteras.com/?p=6858

NESBITT, S. (2011). The Early Evolution of Archosaurs: Relationships and the Origin of Major Clades. [En línea] En: Bulletin of the American Museum of Natural History, 352: pp. 1-292. Disponible en:

https://doi.org/10.1206/352.1

NESBITT, S.; LANGER, M.; EZCURRA, M. (2020). The Anatomy of Asilisaurus kongwe, a Dinosauriform from the Lifua Member of the Manda Beds (~Middle Triassic) of Africa. [En línea] En: Anatomical Record-Advances in Integrative Anatomy and Evolutionary Biology, 303; 4; 4; 813-873. Disponible en:

https://ri.conicet.gov.ar/handle/11336/135536

NIRRENGARTEN, M.; MANATSCHAL, G.; TUGEND, J.; KUSZNIR, N.; SAUTER, D. (2017). Kinematic Evolution of the Southern North Atlantic: Implications for the Formation of Hyperextended Rift Systems. [En línea] En: Tectonics, Volume 37, Issue 1, 14 December, pp. 89-118. Disponible en:

https://doi.org/10.1002/2017TC004495

NOGUERA-URBANO, E. (2017). El endemismo: diferenciación del término, métodos y aplicaciones. [En línea] En: Acta Zoológica Mexicana, Volumen 33, Número 1, Xalapa, abril. Disponible en:

https://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0065-17372017000100089#:~:text=El%20endemismo%20es%20un%20concepto,biogeogr%C3%A1ficos%20(ecol%C3%B3gico%20o%20hist%C3%B3rico)

NUNEZ, C. (2023). ¿Qué es el aumento del nivel del mar? [En línea] En: National Geographic, 10 de junio. Disponible en:

https://www.nationalgeographic.es/medio-ambiente/que-es-el-aumento-del-nivel-del-mar

NÚÑEZ, S. (2022). Paleoclimatología: qué es e importancia. [En línea] En: Ecología Verde, Curiosidades, 29 de abril. Disponible en:

https://www.ecologiaverde.com/paleoclimatologia-que-es-e-importancia-3860.html

O'CALLAGHAN, J. (2022). A Solution to the Faint-Sun Paradox Reveals a Narrow Window for Life. [En línea] En: Quanta Magazine, Climate Science, January 27. Disponible en:

https://www.quantamagazine.org/the-sun-was-dimmer-when-earth-formed-how-did-life-emerge-20220127/

OCH, L.; SHIELDS-ZHOU, G. (2012). The Neoproterozoic oxygenation event: Environmental perturbations and biogeochemical cycling. [En línea] En: Earth-Science Reviews, Volume 110, Issues 1–4, January, Pages 26-57. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.09.004

OGDEN, D.; SLEEP, N. (2011). Explosive eruption of coal and basalt and the end-Permian mass extinction. [En línea] En: PNAS, 109 (1) 59-62, December 19. Disponible en:

https://doi.org/10.1073/pnas.1118675109

O'HARA, K. (2022). Chapter 4 - Paleoclimates. [En línea] En: Climate Change in the Anthropocene, Pages 63-78. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/B978-0-12-820308-8.00010-6

OHNEISER, C.; HULBE, C.; BELTRÁN, C.; ET AL. (2023). West Antarctic ice volume variability paced by obliquity until 400,000 years ago. [En línea] En: Nature Geoscience, Volume 16, Pages 44–49. Disponible en:

https://doi.org/10.1038/s41561-022-01088-w

OINAM, G.; SINGH, A.; DUTT, A.; ET AL. (2022). Magmatic records of Gondwana assembly and break-up in the eastern Himalayan syntaxis, northeast India. [En línea] En: Gondwana Research, Volume 112, December, Pages 126-146. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.gr.2022.09.009

OLIVEIRA, A.; SCHMITZ, M.; WALL, C.; CROWLEY, J.; MACÊDO FILHO, A.; HOLLANDA, M. (2023). New U–Pb geochronology for the Central Atlantic Magmatic Province, critical reevaluation of high-precision ages and their impact on the end-Triassic extinction event. [En línea] En: Scientific Reports, Volume 13, 04 April, Article Number: 5485. Disponible en:

https://doi.org/10.1038/s41598-023-32534-3

ONDARSE ÁLVAREZ, D. (2025). Ciclos biogeoquímicos. [En línea] En: Enciclopedia Concepto, 14 de enero. Recuperado el 16 de mayo de 2025. Disponible en:

https://concepto.de/ciclos-biogeoquimicos/

ONG, S. (2024). Lo que necesitas saber sobre los puntos de inflexión. [En línea] En: WWF, 13 de agosto. Disponible en:

https://www.worldwildlife.org/descubre-wwf/historias/lo-que-necesitas-saber-sobre-los-puntos-de-inflexion

OPEN STAX COLLEGE (2018). Reptiles. [En línea] Biology, Vertebrates, February 17. Última actualización: 30 de noviembre de 2025. Disponible en:

https://pressbooks-dev.oer.hawaii.edu/biology/chapter/reptiles/

ORGANIZACIÓN DEL TRATADO DE COOPERACIÓN AMAZÓNICA (OTCA) (2023). La Amazonía. [En línea] 16 de noviembre. Disponible en:

http://otca.org/laamazonia/#:~:text=La%20Amazon%C3%ADa%20alberga%20una%20gran,el%20desarrollo%20de%20la%20humanidad

ORTEGA RÍOS, G.; PORTILLO, A. (2015). El agua: ¿bien común o mercancía? [En línea] Asunción: BASE-IS. Disponible en:

https://www.google.com/url?sa=t&source=web&rct=j&opi=89978449&url=https://biblioteca.clacso.edu.ar/Paraguay/base-is/20170331044501/pdf_1236.pdf&ved=2ahUKEwjUlq7HlueJAxUMnpUCHfuNMUo4FBAWegQIEBAB&usg=AOvVaw1lnTRbms1UBUZouv_KGUBp

ORÚS, A. (2025). Cambios de la temperatura terrestre y oceánica a nivel mundial 1880-2024. [En línea] En: Statista, Energía y Medio Ambiente, 5 de febrero. Disponible en:

https://es.statista.com/estadisticas/1269561/variacion-de-las-temperaturas-globales-y-oceanica-mundiales/

OSBORNE, C.; SACK, L. (2012). Evolution of C4 plants: a new hypothesis for an interaction of CO2 and water relations mediated by plant hydraulics. [En línea] En: Philosophical Transactions, The Royal Society Publishing, Feb 19; 367 (1588): 583–600. Disponible en:

https://doi.org/10.1098/rstb.2011.0261

PADDISON, L. (2025). El planeta entró en una "nueva realidad" al alcanzar su primer punto de inflexión climático catastrófico, según un informe. [En línea] En: CNN, 13 de octubre. Disponible en:

https://cnnespanol.cnn.com/2025/10/13/clima-y-tiempo/planeta-clima-catastrofico-arrecifes-trax

PAGANI, M.; TABOADA, A.; VILLAFAÑE, A. (2020). Vicisitudes de la vida marina del Paleozoico tardío. [En línea] En: CONICET Digital, Sección Temática, Volumen 29, Número 171, agosto - septiembre. Disponible en:

https://www.google.com/url?sa=t&source=web&rct=j&opi=89978449&url=https://ri.conicet.gov.ar/bitstream/handle/11336/171334/CONICET_Digital_Nro.a78c0e9a-a5e1-4722-822c-5b02b1b77aa3_B.pdf%3Fsequence%3D2%26isAllowed%3Dy%23:~:text%3DLa%2520biota%2520marina%2520de%2520principios%2520del%2520Carbon%25C3%25ADfero,a%2520los%2520seres%2520vivos%2520que%2520los%2520compon%25C3%25ADan.&ved=2ahUKEwiU28Xb4rqOAxXIJrkGHfowHrgQzsoNegQIMRAI&usg=AOvVaw3fPDBgglowBMiU0t2Dh6-9

PÁLFY, J.; SMITH, P. (2000). Synchrony between Early Jurassic extinction, oceanic anoxic event, and the Karoo-Ferrar flood basalt volcanism. [En línea] En: Geology, 28 (8): 747–750. Disponible en:

https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28%3C747:SBEJEO%3E2.0.CO;2

PALLARES, E. (2024). El Niño causó la mayor extinción masiva de la historia. [En línea] En: Climática, Actualidad, Clima, Especialistas, 13 de septiembre. Disponible en:

https://climatica.coop/el-nino-causo-extincion-masiva-permico/?tztc=1

PALOU, N. (2021). La selva amazónica emite más CO2 del que puede absorber. [En línea] En: La Vanguardia, Deforestación, 16 de julio. Disponible en:

https://www.lavanguardia.com/natural/20210716/7604336/selva-amazonica-emite-co2-incendios-deforestacioncambio-climatico.html

PALOU, N. (2022). El cambio climático está acelerando las corrientes oceánicas y esto puede suponer un efecto dominó preocupantes. [En línea] En: La Vanguardia, Efectos del Calentamiento, 22 de abril. Disponible en:

https://www.lavanguardia.com/natural/20220421/8213212/cambio-climatico-acelera-corrientes-oceanicasestudiopreocupacion.html#:~:text=El%20aumento%20de%20la%20velocidad%20de%20las%20corrientes%20oce%C3%A1nicas%20giratorias,efecto%20invernadero%20en%20la%20atm%C3%B3sfera.

PARRA, S. (2024). LUCA: el antepasado común de toda vida en la Tierra nació mucho antes de lo que creíamos. [En línea] En: National Geographic España, Ciencia, 17 de Julio. Disponible en:

https://www.nationalgeographic.com.es/ciencia/luca-antepasado-comun-toda-vida-tierra-nacio-mucho-antes-esperado_22805

PASELK, R. (2021a). Paleogene Period. [En línea] En: Natural History Museum, Arcata, California, 19 de enero. Última actualización: 29 de abril de 2025. Disponible en:

https://natmus.humboldt.edu/exhibits/life-through-time/visual-timeline/paleogene-period

PASELK, R. (2021b). Neogene Period. [En línea] En: Natural History Museum, Arcata, California, 24 de julio. Última actualización: 16 de julio de 2025. Disponible en:

https://natmus.humboldt.edu/exhibits/life-through-time/visual-timeline/neogene-period

PELLICER ROIG, D. (2024). Por qué ocurrieron las 5 extinciones masivas de la historia (y cómo sería la sexta). [En línea] En: National Geographic España, Ciencia, 24 de octubre. Disponible en:

https://www.nationalgeographic.com.es/ciencia/por-que-ocurrieron-5-extinciones-masivas-historia-y-como-se-esta-produciendo-sexta_21798

PENG, W.; YANG, T.; SHI, Y.; ET AL. (2022). Role of the Kerguelen mantle plume in breakup of eastern Gondwana: Evidence from early cretaceous volcanic rocks in the eastern Tethyan Himalaya. [En línea] En: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Volume 588, 15 February, 110823. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2021.110823

PEÓN PERALTA, J. (2007). El agua, una sustancia tan común como sorprendente. [En línea] En: Revista Ciencia, Volumen 58, Número 3, julio - septiembre. Disponible en:

https://www.revistaciencia.amc.edu.mx/index.php/directorio-30239/77-vol-58-num-3-julio-septiembre-2007/agua/115-el-agua-una-sustancia-tan-comun-como-sorprendente

PERCIVAL, M.; WITT, M.; MATHER, T.; ET AL. (2015). Globally enhanced mercury deposition during the end-Pliensbachian extinction and Toarcian OAE: A link to the Karoo–Ferrar Large Igneous Province. [En línea] En: Earth and Planetary Science Letters, Volume 428, 15 October, Pages 267-280. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.06.064

PERCIVAL, L.; DAVIES, J.; SCHALTEGGER, U.; DE VLEESCHOUWER, D.; DA SILVA, A.; FÖLLMI, K. (2018). Precisely dating the Frasnian–Famennian boundary: implications for the cause of the Late Devonian mass extinction. [En línea] En: Scientific Reports, Volume 8, Article Number: 9578, 22 June. Disponible en:

https://doi.org/10.1038/s41598-018-27847-7

PERCIVAL, L.; MATSUMOTO, H.; CALLEGARO, S.; ET AL. (2024). Cretaceous large igneous provinces: from volcanic formation to environmental catastrophes and biological crises. [En línea] En: Geological Society, London, Special Publications, Volume 544, 26 March, Pages 299 - 342. Disponible en:

https://doi.org/10.1144/SP544-2023-88

PEREYRA, J. (2016). Este cráter contiene millones de toneladas de diamantes... que no sirven para nada. [En línea] En: El Confidencial, Relatos Relativos, 10 de enero. Disponible en:

https://blogs.elconfidencial.com/tecnologia/relatos-relativos/2016-01-10/el-crater-ruso-con-30-000-toneladas-de-diamantes-que-no-sirven-de-nada_1132544/

PÉREZ PORTO, J.; MERINO, M. (2024). Taxonomía - Qué es, definición, función y ejemplos. [En línea] En: Definición.de, 11 de septiembre. Disponible en:

https://definicion.de/taxonomia/

PÉREZ TARRUELLA, J. (2020). Así conocemos el clima del pasado. [En línea] En: Geología desde Ávila, Cambio Climático, Paleoclima, 3 de febrero. Disponible en:

https://geolodiaavila.com/2020/02/03/asi-conocemos-el-clima-del-pasado/

PESTER, P. (2024). Columbia, Rodinia and Pangea: A history of Earth's supercontinents. [En línea] En: Live Science, Planet Earth, Geology, January 13. Disponible en:

https://www.livescience.com/planet-earth/geology/columbia-rodinia-and-pangaea-a-history-of-earths-supercontinents

PHAM, J. (2025). Squamata: Species Guide, Life Cycles and Adaptations. [En línea] En: Animal-pedia, Reptiles, Mar 07. Fact-checked by: TRUONG NGUYEN, D. Last Updated: Nov 03, 2025. Disponible en:

https://animal-pedia.org/reptiles/squamata/#:~:text=%C2%BFCu%C3%A1les%20son%20las%20caracter%C3%ADsticas%20de,adapt%C3%A1ndose%20a%20diversas%20necesidades%20ecol%C3%B3gicas

PISANI, M. (2022). Migrantes ambientales: el rostro humano del cambio climático en América del Sur. [En línea] En: El País, Cambio Climático, 19 de julio. Disponible en:

https://elpais.com/planeta-futuro/red-de-expertos/2022-07-19/migrantes-ambientales-el-rostro-humano-delcambio-climatico-en-america-del-sur.html

POELMAN, E.; KESSLER, A. (2016). Keystone Herbivores and the Evolution of Plant Defenses. [En línea] En: Trends in Plant Science, Volume 21, Issue 6, June, Pages 477-485. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.tplants.2016.01.007

POLLARD, D.; DECONTO, R. (2009). Modelling West Antarctic ice sheet growth and collapse through the past five million years. [En línea] En: Nature, Volume 458, 19 March, Pages 329–332. Disponible en:

https://doi.org/10.1038/nature07809

POLLY, D.; SPEER, B.; WAGGONER, B.; SMITH, D. (1994). The Pleistocene Epoch. [En línea] University of California Museum of Paleontology, Berkeley, California, 30 de abril. Última actualización: 10 de junio de 2011. Disponible en:

https://ucmp.berkeley.edu/quaternary/pleistocene.php

PORTER, S. (2013). Glaciations. Neoglaciation in the American Cordilleras. [En línea] En: Encyclopedia of Quaternary Science (Second Edition), Pages 269-276. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53643-3.00127-8

POULSEN, C.; GENDASZEK, A.; JACOB, R. (2003). Did the rifting of the Atlantic Ocean cause the Cretaceous thermal maximum? [En línea] En: Geology, 31 (2), February 01, pp. 115–118. Disponible en:

https://pubs.geoscienceworld.org/gsa/geology/article-abstract/31/2/115/192533/Did-the-rifting-of-the-Atlantic-Ocean-cause-the?redirectedFrom=fulltext

PRADO, J.; MARTÍNEZ-MAZA, C.; ALBERDI, M. (2015). Megafauna extinction in South America: A new chronology for the Argentine Pampas. [En línea] En: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Volume 425, 1 May, Pages 41-49. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.02.026

PRICE, G. (1999). The evidence and implications of polar ice during the Mesozoic. [En línea] En: Earth-Science Reviews, Volume 48, Issue 3, November, Pages 183-210. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/S0012-8252(99)00048-3

PRINCETON INSTITUTE FOR INTERNATIONAL AND REGIONAL STUDIES (PIIRS) (2021). Racialized Frontiers: Slaves and Settlers in Modernizing Brazil. [En línea] Brazil LAB, January 16. Última actualización: 11 de julio de 2025. Disponible en:

https://brazillab.princeton.edu/research/racialized_frontiers#:~:text=Brazil%20was%20built%20on%20the,1540%20and%20until%20the%201860s

PROGRAMA DE LAS NACIONES UNIDAS PARA EL MEDIO AMBIENTE (PNUMA) (2023). Resumen ejecutivo. Informe sobre la Brecha de Emisiones 2023: Un megahit candente – Aún con temperaturas récord, el mundo fracasa en reducir sus emisiones (por enésima vez). [En línea] Nairobi. Disponible en:

https://doi.org/10.59117/20.500.11822/43922

PROTHERO, D. (2021a). Neogene. [En línea] Encyclopedia of Geology (Second Edition), Pages 69-75. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.12507-2

PROTHERO, D. (2021b). Paleogene. [En línea] Encyclopedia of Geology (Second Edition), Pages 62-68. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.12509-6

QUÍMICA.ES (s/f). Organohalógeno. [En línea] Enciclopedia. Disponible en:

https://www.quimica.es/enciclopedia/Organohal%C3%B3geno.html

QUINTERO PLAZA, D. (2018). Una breve historia de la atmósfera terrestre. [En línea] En: Agencia Estatal de Meteorología, Calendario Meteorológico, pp. 315-326. Disponible en:

http://hdl.handle.net/20.500.11765/10206

QUINTERO PLAZA, D. (2020). El máximo térmico del Paleoceno-Eoceno (PETM). [En línea] Agencia Estatal de Meteorología, Calendario Meteorológico 2021. Disponible en:

https://repositorio.aemet.es/handle/20.500.11765/12817

RACKI, G.; KÖNIGSHOF, P.; BELKA, Z.; DOPIERALSKA, J.; PISARZOWSKA, A. (2019). Diverse depositional and geochemical signatures of the Frasnian-Famennian global event in western Thailand reveal palaeotethyan vs. Western Australian geotectonic affinities. [En línea] En: Journal of Asian Earth Sciences: X, Volume 2, 15 November, 100010. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.jaesx.2019.100010

RADFORD, C. (2023). Angiosperm evolution. [En línea] En: EBSCO. Disponible en:

https://www.ebsco.com/research-starters/botany/angiosperm-evolution

RAFFERTY, J. (2018). Crurotarsan. [En línea] En: Britannica, History, March 10. Última actualización: 20 de mayo de 2025. Disponible en:

https://www.britannica.com/animal/crurotarsan-reptile

RAFFINO; ETECÉ (2025). Reino protista. [En línea] En: Enciclopedia Concepto, 20 de agosto. Disponible en:

https://concepto.de/reino-protista/

RAGON, C.; VERARD, C.; KASPARIAN, J.; NOWARK, H.; KUSTATSCHER, E.; BRUNETTI, M. (2025). Comparison between plant fossil assemblages and simulated biomes across the Permian-Triassic Boundary. [En línea] En: Frontiers Earth Science, Sec. Interdisciplinary Climate Studies, Volume 13, 10 March. Disponible en:

https://doi.org/10.3389/feart.2025.1520846

RAMPINO, M. (1995). Future climates of the world: a modelling perspective. [En línea] World Survey of Climatology, Book Series, Volume 16. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/S0168-6321(06)80027-1

RASMUSSEN, S.; ANDERSEN, K.; SVENSSON, A.; ET AL. (2006). A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. [En línea] En: Journal of Geophysical Research: Atmospheres, Volume 111, Issue D6. Disponible en:

https://doi.org/10.1029/2005JD006079

RAYMO, M.; GRANT, B.; HOROWITZ, M.; RAU, G. (1996). Mid-Pliocene warmth: stronger greenhouse and stronger conveyor. [En línea] En: Marine Micropaleontology, Volume 27, Issues 1–4, April, Pages 313-326. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/0377-8398(95)00048-8

REAGAN, M.; McCLELLAND, W.; GIRARD, G.; ET AL. (2013). The geology of the southern Mariana fore-arc crust: Implications for the scale of Eocene volcanism in the western Pacific. [En línea] En: Earth and Planetary Science Letters, Volume 380, 15 October, Pages 41-51. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.08.013

REAL ACADEMIA ESPAÑOLA (RAE) (2021a). Licopodio. [En línea] Artículo, Definición, 13 de febrero. Última actualización: 19 de diciembre de 2024. Disponible en:

https://dle.rae.es/licopodio

REAL ACADEMIA ESPAÑOLA (RAE) (2021b). Bentónico. [En línea] Artículo, Definición, 11 de mayo. Última actualización: 2 de junio de 2024. Disponible en:

https://dle.rae.es/bent%C3%B3nico

REAL ACADEMIA ESPAÑOLA (RAE) (2021c). Tetrápodo. [En línea] 3 de agosto. Última actualización: 24 de enero de 2025. Disponible en:

https://dle.rae.es/tetr%C3%A1podo

REAL ACADEMIA ESPAÑOLA (RAE) (2024a). Litología. [En línea] Artículo, Definición, 19 de junio. Última actualización: 24 de enero de 2025. Disponible en:

https://dle.rae.es/litolog%C3%ADa

REAL ACADEMIA ESPAÑOLA (RAE) (2024b). Epicontinental. [En línea] Artículo, Definición, 19 de diciembre. Disponible en:

https://dle.rae.es/epicontinental

REAL ACADEMIA ESPAÑOLA (RAE) (s/f). Espícula. [En línea] Disponible en:

https://dle.rae.es/esp%C3%ADcula

REAL ACADEMIA ESPAÑOLA (RAE) (s/f). Necton. [En línea] Artículo, Definición. Disponible en:

https://dle.rae.es/necton

REAL ACADEMIA ESPAÑOLA (RAE) (s/f). Orogenia. [En línea] Artículo, Definición. Disponible en:

https://dle.rae.es/orogenia?m=form

REERSHEMIUS, T.; PLANAVSKY, N. (2021). What controls the duration and intensity of ocean anoxic events in the Paleozoic and the Mesozoic? [En línea] En: Earth-Science Reviews, Volume 221, October, 103787. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103787

RESCO DE DIOS, V.; GRANDA, E. (2022). La evolución de las plantas: una chapuza maravillosa. [En línea] En: The Conversation, March 27. Disponible en:

https://theconversation.com/la-evolucion-de-las-plantas-una-chapuza-maravillosa-178086#:~:text=La%20colonizaci%C3%B3n%20de%20la%20tierra,un%20sistema%20de%20venaci%C3%B3n%20foliar

RETALLACK, G.; HUANG, C. (2011). Ecology and evolution of Devonian trees in New York, USA. [En línea] En: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Volume 299, Issues 1–2, 1 January, Pages 110-128. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.10.040

RETALLACK, G. (2013). Permian and Triassic greenhouse crises. [En línea] En: Gondwana Research, Volume 24, Issue 1, July, Pages 90-103. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.03.003

REYNA, A. (2018). Acciones mundiales para contener el cambio climático. [En línea] En: BBVA, Planeta, Cambio Climático, 24 de septiembre. Disponible en:

https://www.bbva.com/es/sostenibilidad/acciones-mundiales-para-contener-el-cambio-climatico/

RIBEIRO, S. (2019). La industria petrolera y la geoingeniería. [En línea] En: Monitor de Geoingeniería, 21 de febrero. Disponible en:

https://es.geoengineeringmonitor.org/2019/02/la-industria-petrolera-y-la-geoingenieria/

RICHEY, J.; MONTAÑEZ, I.; GODDERIS, Y.; LOOY, C.; GRIFFIS, N.; DIMICHELE, W. (2020). Influence of temporally varying weatherability on CO2-climate coupling and ecosystem change in the late Paleozoic. [En línea] En: European Geosciences Union, Volume 16, Issue 5, 22 September. Disponible en:

https://doi.org/10.5194/cp-16-1759-2020

RIEBEEK, H. (2011). The Carbon Cycle. [En línea] En: Earth Observatory, NASA, June 16. Disponible en:

https://earthobservatory.nasa.gov/features/CarbonCycle

RIETBERGEN, T.; VAN DEN HOEK OSTENDE, L.; AASE, A.; JONES, M.; MEDEIROS, E.; SIMMONS, N. (2023). The oldest known bat skeletons and their implications for Eocene chiropteran diversification. [En línea] En: PLoS One, Apr 12, 18(4): e0283505. Disponible en:

https://doi.org/10.1371/journal.pone.0283505

RÍSQUEZ VALDEPEÑA, A. (2024). Equinodermos. [En línea] En: INECOL, México, 3 de diciembre. Disponible en:

https://www.inecol.mx/index.php/divulgacion/ciencia-hoy/equinodermos#:~:text=Los%20equinodermos%20son%20animales%20marinos,de%20origen%20mesod%C3%A9rmico%20y%20p%C3%BAas

RITCHIE, H. (2022). There have been five mass extinctions in Earth's history. [En línea] En: Our World in Data, November 30. Disponible en:

https://ourworldindata.org/mass-extinctions#article-citation

RODRÍGUEZ, L.; GÓMEZ, Y. (2007). El origen cósmico del agua. [En línea] En: Revista Ciencia, Vol. 58, Núm. 3, julio - septiembre. Disponible en:

https://www.revistaciencia.amc.edu.mx/index.php/directorio-30239/77-vol-58-num-3-julio-septiembre-2007/agua/114-el-origen-cosmico-del-agua

RODRÍGUEZ, P. (2020). Seis claves sobre la ONU ante su 75 aniversario. [En línea] En: The Conversation, 25 de junio. Disponible en:

https://theconversation.com/seis-claves-sobre-la-onu-ante-su-75-aniversario-140854

RODRÍGUEZ, H. (2021). Este fósil proporciona nuevas pistas sobre el origen de serpientes, lagartijas y tuátaras. [En línea] En: National Geographic España, Ciencia, 25 de Agosto. Disponible en:

https://www.nationalgeographic.com.es/ciencia/este-fosil-proporciona-nuevas-pistas-sobre-origen-serpientes-lagartijas-y-tuataras_17246

RODRÍGUEZ, H. (2024). Lo que aprendimos del penúltimo calentamiento global, hace 56 millones de años. [En línea] En: National Geographic España, Geología, 26 de febrero. Disponible en:

https://www.nationalgeographic.com.es/medio-ambiente/que-aprendimos-ultimo-calentamiento-global_19540

RÖHL, U.; WESTERHOLD, T.; BRALOWER, T.; ZACHOS, J. (2007). On the duration of the Paleocene-Eocene thermal maximum (PETM). [En línea] En: Geochemistry, Geophysics, Geosystems, Volume 8, Issue 12, 11 December. Disponible en:

https://doi.org/10.1029/2007GC001784

ROMÁN, V. (2024). Cuáles son las pinturas de arte rupestre más antiguas de América del sur. [En línea] En: Infobae, Ciencia, 3 de marzo. Disponible en:

https://www.infobae.com/america/ciencia-america/2024/03/03/cuales-son-las-pinturas-de-arte-rupestre-mas-antiguas-de-america-del-sur/

ROMERO, S. (2022). El cambio climático podría desencadenar una guerra nuclear o una pandemia letal en 2070. [En línea] En: Muy Interesante, Naturaleza, 3 de agosto. Disponible en:

https://www.muyinteresante.es/naturaleza/25449.html

ROMERO, S. (2025). Cómo la Pequeña Edad de Hielo pudo ser clave en el colapso del Imperio romano. [En línea] En: Historia, National Geographic, 15 de Abril. Disponible en:

https://historia.nationalgeographic.com.es/a/mini-edad-hielo-pudo-ser-clave-colapso-imperio-romano_23482

ROSE, B. (2015). Lecture 4: Components of the climate system. [En línea] ATM 623: Climate Modeling, Department of Atmospheric and Envionmental Sciences, University at Albany. Disponible en:

https://www.atmos.albany.edu/facstaff/brose/classes/ATM623_Spring2015/Notes/Lectures/Lecture04%20--%20Climate%20system%20components.html

ROSS, A. (2022). Evolution: The origin of insect wings revisited. [En línea] En: Current Biology, Volume 32, Issue 15, 8 August, Pages R851-R853. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.cub.2022.06.087

ROTHSCHUH, U. (2022). Qué es el ciclo hidrológico: etapas e importancia. [En línea] En: Ecología Verde, Medio Ambiente, Fenómenos Meteorológicos, 5 de abril. Disponible en:

https://www.ecologiaverde.com/que-es-el-ciclo-hidrologico-etapas-e-importancia-3832.html

ROTHSCHUH, U. (2023). Primates: qué son y tipos. [En línea] En: Ecología Verde, Medio Ambiente, Biología, 18 de enero. Disponible en:

https://ecologiaverde.elperiodico.com/primates-que-son-y-tipos-4254.html

ROUGIER, H.; CREVECOEUR, I.; BEAUVAL, C.; ET AL. (2016). Neandertal cannibalism and Neandertal bones used as tools in Northern Europe. [En línea] En: Scientific Reports, Volume 6, Article number: 29005. Disponible en:

https://doi.org/10.1038/srep29005

RUBINSTEIN, C.; VAJDA, V. (2019). Baltica cradle of early land plants? Oldest record of trilete spores and diverse cryptospore assemblages; evidence from Ordovician successions of Sweden. [En línea] En: GFF, 141 (3), pp. 181–190. Disponible en:

https://doi.org/10.1080/11035897.2019.1636860

RUBIO, A.; CALAMA, R. (2023). El papel de los bosques como sumideros de carbono. [En línea] En: National Geographic España, Ciencia, Bosques, 17 de marzo. Disponible en:

https://www.nationalgeographic.com.es/ciencia/papel-bosques-como-sumideros-carbono-2_16715

RUHL, M.; BONIS, N.; REICHART, G.; DAMSTÉ, J.; KÜRSCHNER, W. (2011). Atmospheric Carbon Injection Linked to End-Triassic Mass Extinction. [En línea] En: Science, Volume 333, Issue 6041, 22 Jul, pp. 430-434. Disponible en:

https://doi.org/10.1126/science.1204255

RUSE, M. (2013). Earth's holy fool? [En línea] En: Aeon, 14 January. Disponible en:

https://aeon.co/essays/gaia-why-some-scientists-think-its-a-nonsensical-fantasy

RUTLAND, C.; CIGLER, P.; KUBALE, V. (2019). Reptilian Skin and Its Special Histological Structures. [En línea] En: RUTLAND, C.; KUBALE, V. (EDITS.). Veterinary Anatomy and Physiology. London: IntechOpen. Disponible en:

https://doi.org/10.5772/intechopen.84212

RUZ COMAS, S. (2023). La Edad del Cobre: características de esta etapa de la Prehistoria. [En línea] En: Psicología y Mente, Cultura, 22 de mayo. Disponible en:

https://psicologiaymente.com/cultura/edad-del-cobre

SABADELL, M. (2022). ¿Cuáles fueron las primeras plantas terrestres? [En línea] En: Muy Interesante, Naturaleza, 28 de marzo. Última actualización: 22 de enero de 2025. Disponible en:

https://muyinteresante.okdiario.com/naturaleza/18484.html#google_vignette

SABATINO, N.; COCCIONI, R.; MANTA, D.; ET AL. (2015). High-resolution chemostratigraphy of the late Aptian–early Albian oceanic anoxic event (OAE 1b) from the Poggio le Guaine section (Umbria–Marche Basin, central Italy). [En línea] En: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Volume 426, 15 May, Pages 319-333. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.03.009

SADOFF, C. (2023). Abordar la seguridad hídrica ante el cambio climático. [En línea] En: Naciones Unidas, Crónica ONU, 29 de marzo. Disponible en:

https://www.un.org/es/chronicle/article/abordar-la-seguridad-hidrica-ante-el-cambio-climatico

SAHOO, S.; PLANAVSKY, N.; KENDALL, B.; WANG, X.; SHI, X.; SCOTT, C.; ANBAR, A.; LYONS, T.; JIANG, G. (2012). Ocean oxygenation in the wake of the Marinoan glaciation. [En línea] En: Nature, Volume 489, 27 September. Disponible en:

https://www.google.com/url?sa=t&source=web&rct=j&opi=89978449&url=https://people.earth.yale.edu/sites/default/files/files/Planavsky/16_%2520Sahoo%2520et%2520al%25202012%2520Nature.pdf&ved=2ahUKEwi-l4bM5P6NAxUzrpUCHdqVIn4QFnoECHQQAQ&usg=AOvVaw0LD73H8GdjTE9a2ot3hnBp

SALAS, N. (2025). La explosión cámbrica. [En línea] En: Revista Encuentros en la Biología, Volumen 27, Número 190: Primavera. Disponible en:

https://doi.org/10.24310/enbio.27.190.2025.21881

SALCEDO, M. (2025). Plantas. [En línea] En: Enciclopedia Concepto, 13 de julio. Disponible en:

https://concepto.de/plantas/

SALDIVAR, M. (2022). El agua: la cosa más rara del universo. [En línea] En: Meteored, 16 de octubre. Disponible en:

https://www.meteored.com.ar/noticias/ciencia/la-cosa-mas-rara-del-universo-el-agua-planeta-tierra-ciclo-hidrologico.html

SÁNCHEZ, J. (2021). Plantas gimnospermas: qué son, características y ejemplos. [En línea] En: Ecología Verde, Biología, 18 de enero. Disponible en:

https://ecologiaverde.elperiodico.com/plantas-gimnospermas-que-son-caracteristicas-y-ejemplos-1970.html

SÁNCHEZ-ALBORNOZ, N. (2003). El debate inagotable. [En línea] En: Revista de Indias, Volumen LXIII, Número 227, Págs. 9-18. Disponible en:

https://www.google.com/url?sa=t&source=web&rct=j&opi=89978449&url=https://revistadeindias.revistas.csic.es/index.php/revistadeindias/article/download/548/615/1033&ved=2ahUKEwjYr7LIgpOQAxVqLrkGHYcgAygQFnoECCUQAQ&usg=AOvVaw3vexjwpO9GapNJr04Swwnj

SÁNCHEZ AMADOR, S. (2020a). Las 3 diferencias entre los homininos y los homínidos. [En línea] En: Psicología y Mente, Cultura, 12 de agosto. Última actualización: 6 de febrero de 2026. Disponible en:

https://psicologiaymente.com/cultura/diferencias-homininos-hominidos

SÁNCHEZ AMADOR, S. (2020b). Las diferencias entre clado, taxón y grupo monofilético. [En línea] En: Portal Psicología y Mente, noviembre 9. Disponible en:

https://psicologiaymente.com/cultura/diferencias-clado-taxon-grupo-monofiletico

SÁNCHEZ-SANTILLAN, N.; SÁNCHEZ-TREJO, R.; LANZA ESPINO, G.; GARDUÑO, R. (2014). Evolución del clima a través de la historia de la tierra. [En línea] En: Reflexiones, Volumen 93, Número 1, San Pedro de Montes de Oca, Enero/Junio. Disponible en:

https://doi.org/10.15517/rr.v93i1.13748

SANDBERG, C.; MORROW, J.; ZIEGLER, W. (2002). Late Devonian sea-level changes, catastrophic events, and mass extinctions. [En línea] En: Geological Society of America (GSA) Special Papers, Volume 356. Disponible en:

https://doi.org/10.1130/0-8137-2356-6.473

SANTOSH, M.; GROVES, D. (2023). The Not-So-Boring Billion: A metallogenic conundrum during the evolution from Columbia to Rodinia supercontinents. [En línea] En: Earth-Science Reviews, Volume 236, January, 104287. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104287

SANTOYO RODRÍGUEZ, P. (2016). Los Supercontinentes de la Tierra. [En línea] En: Vida Científica, Boletín Científico, Volumen 4, Número 8, Julio. Disponible en:

https://www.uaeh.edu.mx/scige/boletin/prepa4/n8/r6.html

SCHAEFER, B.; SCHWARK, L.; BÖTTCHER, M.; SMITH, V.; COOLEN, M.; GRICE, K. (2022). Paleoenvironmental evolution during the Early Eocene Climate Optimum in the Chicxulub impact crater. [En línea] En: Earth and Planetary Science Letters, Volume 589, 1 July, 117589. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.epsl.2022.117589

SCHOEPFER, S.; ALGEO, T.; SCHOOTBRUGGE, B.; WHITESIDE, J. (2022). The Triassic–Jurassic transition – A review of environmental change at the dawn of modern life. [En línea] En: Earth-Science Reviews, Volume 232, September, 104099. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104099

SCHÖLLHORN, I.; ADATTE, T.; VAN DE SCHOOTBRUGGE, B.; ET AL (2020). Climate and environmental response to the break-up of Pangea during the Early Jurassic (Hettangian-Pliensbachian); the Dorset coast (UK) revisited. [En línea] En: Global and Planetary Change, Volume 185, January, 103096. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2019.103096

SCIENCE DAILY (2010). Where did insects come from? New study establishes relationships among all arthropods. [En línea] Science News, February 22. Disponible en:

https://www.sciencedaily.com/releases/2010/02/100216114034.htm

SCIENCE WORLD (2023). Up In The Air: Was The Sky Always Blue? [En línea] November 1. Disponible en:

https://www.scienceworld.ca/stories/was-the-sky-always-blue/#:~:text=La%20gran%20cantidad%20de%20nitr%C3%B3geno,Tierra%20no%20siempre%20fue%20azul

SCOTESE, C.; VÉRARD, C.; BURGENER, L.; ELLING, R.; KOCSIS, A. (2024). The Cretaceous World: Plate Tectonics, Paleogeography, and Paleoclimate. [En línea] En: Geological Society London, Special Publications 544(1), May. Disponible en:

https://doi.org/10.1144/SP544-2024-28

SCOTT, A.; STEPHENSON, J.; CHALONER, W. (1992). Interaction and coevolution of plants and arthropods during the Palaeozoic and Mesozoic. [En línea] En: Philosophical Transactions of the Royal Society B. Biological Sciences, 335 (1274): 129–165. Disponible en:

https://doi.org/10.1098/rstb.1992.0016

SCOTT, M. (2021). What's the coldest the Earth's ever been? [En línea] En: NOAA, February 18. Reviewed by HALVERSON, G. Última actualización: June 25, 2025. Disponible en:

https://www.climate.gov/news-features/climate-qa/whats-coldest-earths-ever-been

SCOTT, M.; LINDSEY, R. (2025). What’s the hottest Earth’s ever been? [En línea] En: Climate.gov, February 26. Artículo publicado originalmente en Agosto de 2014, revisado y actualizado por: WING, S.; MORRILL, C.; HUBER, B. Disponible en:

https://www.climate.gov/news-features/climate-qa/whats-hottest-earths-ever-been

SELDEN, P.; NUDDS, J. (2012). Chapter Seventeen - Grube Messel. [En línea] Evolution of Fossil Ecosystems (Second Edition). Elsevier Inc. Pages 202-218. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/B978-0-12-404629-0.50017-9

SENGUPTA, S. (2016). Fracasos y éxitos de la ONU: una breve evaluación de un organismo bajo presión constante. [En línea] En: The New York Times, Internacional, 21 de septiembre. Disponible en:

https://www.nytimes.com/es/2016/09/21/espanol/fracasos-y-exitos-de-la-onu-una-breve-evaluacion-de-unorganismo-bajo-presion-constante.html

SEQUEIRA, S.; MILNER, A. (1993). The temnospondyl amphibian Capetus from the Upper Carboniferous of the Czech Republic. [En línea] En: Palaeontology, 36, 3, 657–680. Disponible en:

https://palass.org/publications/palaeontology-journal/archive/36/3/article_pp657-680

SERVAIS, T.; OWEN, A.; HARPER, D.; KRÖGER, B.; MUNNECKE, A. (2010). The Great Ordovician Biodiversification Event (GOBE): The palaeoecological dimension. [En línea] En: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Volume 294, Issues 3–4, 15 August, Pages 99-119. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.05.031

SERVICIO GEOLÓGICO MEXICANO (SGM) (2017a). Estratigrafía. [En línea] Gobierno de México, 22 de marzo. Disponible en:

https://www.sgm.gob.mx/Web/MuseoVirtual/Estratigrafia/Introduccion-estratigrafia.html

SERVICIO GEOLÓGICO MEXICANO (SGM) (2017b). Rocas ígneas. [En línea] Gobierno de México, 22 de marzo. Última actualización: 9 de octubre de 2025. Disponible en:

https://www.sgm.gob.mx/Web/MuseoVirtual/Rocas/Rocas-igneas.html

SFERCO, M. (2013). Ameghiniana - Los uroneurales de los peces teleósteos (actinopterygii: Teleostei): un ejemplo de exaptación. [En línea] En: Asociación Paleontológica Argentina. Disponible en:

https://bicyt.conicet.gov.ar/fichas/produccion/12082572

SHEPOSH, R. (2024). Felsic and mafic rocks. [En línea] En: EBSCO. Disponible en:

https://www.ebsco.com/research-starters/earth-and-atmospheric-sciences/felsic-and-mafic-rocks

SHERWOOD, C.; HOF, P. (2007). 4.21 - The Evolution of Neuron Types and Cortical Histology in Apes and Humans. [En línea] En: Evolution of Nervous Systems, Volume 4, Pages 355-378. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/B0-12-370878-8/00022-7

SHIELDS-ZHOU, G.; OCH, L. (2011). The case for a Neoproterozoic Oxygenation Event: Geochemical evidence and biological consequences. [En línea] En: GSA Today, Volume 21, Issue 3 (March), pp. 4-11. Disponible en:

https://rock.geosociety.org/net/gsatoday/archive/21/3/article/i1052-5173-21-3-4.htm

SHOEMAKER, J. (2024). Adaptive radiation. [En línea] En: EBSCO. Disponible en:

https://www.ebsco.com/research-starters/history/adaptive-radiation

SIGNIFICADOS (2024). Primates. [En línea] En: Significados.com, 10 de julio. Disponible en:

https://www.significados.com/primates-tipos/

SILVA GOMES, A.; VASCONCELOS, P. (2021). Geochronology of the Paraná-Etendeka large igneous province. [En línea] En: Earth-Science Reviews, Volume 220, September, 103716. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103716

SIMEK, J. (2021). Ancient Americans made art deep within the dark zones of caves throughout the Southeast. [En línea] En: The Conversation, September 29. Disponible en:

https://theconversation.com/ancient-americans-made-art-deep-within-the-dark-zones-of-caves-throughout-the-southeast-158497

SIMÕES, T.; PYRON, A. (2021). The squamate tree of life. [En línea] En: Bulletin of the Museum of Comparative Zoology, 163(2), 47-95. Disponible en:

https://doi.org/10.3099/0027-4100-163.2.47

SIMON, M. (2023). Las lluvias son cada vez más fuertes mientras el planeta se calienta, ¿por qué? [En línea] En: The Wired, Ciencia, 26 de septiembre. Disponible en:

https://es.wired.com/articulos/calentamiento-global-por-que-las-lluvias-son-cada-vez-mas-intensas

SINAÏ, A. (2015). En los orígenes climáticos de los conflictos. [En línea] En: Le Monde Diplomatique, agosto. Disponible en:

https://mondiplo.com/en-los-origenes-climaticos-de-los-conflictos

SINC (2011). El ADN del orangután es más diverso que el del humano. [En línea] Ciencias de la Vida, 26 de enero. Disponible en:

https://www.agenciasinc.es/Noticias/El-ADN-del-orangutan-es-mas-diverso-que-el-del-humano

SINGH, M.; O'NEILL, M. (2022). Thermodynamics of the climate system Free. [En línea] En: Physics Today, 75 (7), pp. 30–37. Disponible en:

https://doi.org/10.1063/PT.3.5038

SKIDMORE, T.; SMITH, P. (1996). Historia contemporánea de América Latina. América Latina en el siglo XX. [En línea] España: Ed. Grijalbo. 4a. Edición. Capítulo "La transformación de la América Latina contemporánea (década de 1880-década de 1990)". Disponible en:

http://www.hechohistorico.com.ar/Trabajos/Valores_Socioculturales/lecvmx003.html

SLB (2022). Cratón. [En línea] Energy Glossary en Español, October 6. Última actualización: 16 de mayo de 2025. Disponible en:

https://glossary.slb.com/es/terms/c/craton

SLB (2025). Depocenter. [En línea] Explore the Energy Glossary, January 22. Disponible en:

https://glossary.slb.com/en/Terms/d/depocenter.aspx

SLB (s/f). Hidrato de metano. [En línea] Energy Glossary en Español. Disponible en:

https://glossary.slb.com/es/terms/m/methane_hydrate

SMINK, V. (2021). Qué es el permafrost y por qué podría representar una de las amenazas más grandes para nuestra atmósfera. [En línea] En: BBC News Mundo, 5 de noviembre. Disponible en:

https://www.bbc.com/mundo/noticias-59058465

SOLÍS, A. (2020). Cuando el frío llegó a Europa. [En línea] En: Ethic, Opinión, 28 de octubre. Disponible en:

https://ethic.es/2020/10/cuando-el-frio-llego-a-europa/

SOMMER, U. (2024). The Neolithic of Temperate Europe. [En línea] En: Encyclopedia of Archaeology (Second Edition), Volume 4B, Pages 934-950. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/B978-0-323-90799-6.00236-6

SOUSA MARTÍN, A. (2009). Evolución del clima de la Tierra. Historia del clima desde el año 1000. [En línea En: Cambios climáticos y efectos ambientales (pp. 20-32). Universidad Internacional de Andalucía. Disponible en:

https://www.google.com/url?sa=t&source=web&rct=j&opi=89978449&url=https://www.divulgameteo.es/archivos/articulos/lecturas/Evoluci%25C3%25B3n-clima-Tierra.pdf&ved=2ahUKEwij_oeigIORAxXlJrkGHf95NOk4FBAWegQIPRAB&usg=AOvVaw2wLowjm5KA3kgjZs2EMzQ1

SOVACOOL, B.; BAUM, C.; LOW, S. (2023). The next climate war? Statecraft, security, and weaponization in the geopolitics of a low-carbon future. [En línea] En: Energy Strategy Reviews, Volume 45, January. Disponible en:

https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S2211467X22002255

SPACE PLACE (2023). ¿Cómo es el clima en los otros planetas? [En línea] EEUU, NASA, Ciencia, 12 de junio. Disponible en:

https://spaceplace.nasa.gov/weather-on-other-planets/sp/#:~:text=Venus%20puede%20alcanzar%20temperaturas%20insoportables,habr%C3%ADan%20desparecido%20hace%20mucho%20tiempo

SPACE PLACE (2024). Todo sobre Marte. [En línea] NASA, Ciencia, January 25. Disponible en:

https://spaceplace.nasa.gov/all-about-mars/sp/#:~:text=Marte%20es%20un%20mundo%20fr%C3%ADo,respirar%20el%20aire%20en%20Marte.&text=Hay%20se%C3%B1ales%20de%20inundaciones%20antiguas,ahora%20o%20en%20el%20futuro

SPERANZA, A.; LUCARINI, V. (2005). Environmental Science, Physical Principles and Applications. [En línea] En: Encyclopedia of Condensed Matter Physics, Pages 146-156. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/B0-12-369401-9/00735-X

SPICER, R. (2017). Tibet, the Himalaya, Asian monsoons and biodiversity – In what ways are they related? [En línea] En: Plant Diversity, Volume 39, Issue 5, October, Pages 233-244. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.pld.2017.09.001

SPOSOB, G. (2024). Precámbrico. [En línea] En: Enciclopedia Humanidades, 24 de octubre. Disponible en:

https://humanidades.com/precambrico/.

STANFORD, A.; TANNER, J. (1985). Physics for Students of Science and Engineering. [En línea] Chapter: Heat and Thermodynamics, Elsevier Inc. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/C2013-0-07604-9

STEFFAN, P.; ALCARÁZ, A.; ANTIÑIR, A. (2021). Prehistoria: desde el origen de la humanidad hasta el surgimiento de las sociedades complejas. [En línea] Tandil: Universidad Nacional del Centro de la Provincia de Buenos Aires. 1a edición. Disponible en:

https://www.google.com/url?sa=t&source=web&rct=j&opi=89978449&url=https://www.soc.uicen.edu.ar/images/editorial/ebooks/prehistoria.pdf&ved=2ahUKEwjD5Mvb7ciPAxWlppUCHY2zJ604MhAWegQILBAB&usg=AOvVaw0ks1_PsygvPWYGa6ygN7zl

STEFFEN, W.; BROADGATE, W.; LUDWIG, C.; ET AL. (2015). The trajectory of the Anthropocene: The Great Acceleration. [En línea] En: The Anthropocene Review, Volume 2, Issue 1. Disponible en:

https://doi.org/10.1177/2053019614564785

STEINTHORSDOTTIR, M.; JERAM, A.; MCELWAIN, J. (2011). Extremely elevated CO2 concentrations at the Triassic/Jurassic boundary. [En línea] En: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Volume 308, Issues 3–4, 1 August, Pages 418-432. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2011.05.050

STEINTHORSDOTTIR, M.; COXALL, H.; DE BOER, A.; ET AL. (2020). The Miocene: The Future of the Past. [En línea] En: Paleoceanography and Paleoclimatology, Volume 36, Issue 4, 23 December. Disponible en:

https://doi.org/10.1029/2020PA004037

STERN, R.; MUKHERJEE, S.; MILLER, N.; ALI, K.; JOHNSON, P. (2013). ~750 Ma banded iron formation from the Arabian-Nubian Shield—Implications for understanding neoproterozoic tectonics, volcanism, and climate change. [En línea] En: Precambrian Research, Volume 239, December, Pages 79-94. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.07.015

STEVENS, P. (2026). Angiosperm. General features. Significance to humans. [En línea] En: Britannica, Science, Plants, Flowering Plants, Jan. 2. Disponible en:

https://www.britannica.com/plant/angiosperm/Significance-to-humans

STEWART, J. (2012). Pederpes. [En línea] En: Prehistoric-wildlife, Chordata, Tetrapoda, Amphibia, November 21. Disponible en:

https://www.prehistoric-wildlife.com/species/pederpes/

STEWART, J. (2016). Dryopithecus. [En línea] En: Prehistoric Wildlife, June 14. Disponible en:

https://www.prehistoric-wildlife.com/species/dryopithecus/

STEWART, D.; STEWART, T. (2022). Hot spots, island chains, and intraplate volcanism. [En línea] En: EBSCO. Disponible en:

https://www.ebsco.com/research-starters/geology/hot-spots-island-chains-and-intraplate-volcanism

STRAUSS, R. (2018). Proconsul Facts and Figures. [En línea] En: Thought Co., Prehistoric Mammals, July 30. Disponible en:

https://www.thoughtco.com/proconsul-circus-ape-1093129

SUAN, G.; MATTIOLI, E.; PITTET, B.; ET AL. (2010). Secular environmental precursors to Early Toarcian (Jurassic) extreme climate changes. [En línea] En: Earth and Planetary Science Letters, Volume 290, Issues 3–4, 20 February, Pages 448-458. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.12.047

SUMMERHAYES, C. (2023). The Icy Planet: Saving Earth's Refrigerator. [En línea] UK: Oxford University Press. Disponible en:

https://doi.org/10.1093/oso/9780197627983.001.0001

SUN, F.; HU, W.; CAO, J.; WANG, X.; ZHANG, Z.; RAMEZANI, J.; SHEN, S. (2022). Sustained and intensified lacustrine methane cycling during Early Permian climate warming. [En línea] En: Nature Communications, Volume 13, Article Number: 4856, 18 August. Disponible en:

https://doi.org/10.1038/s41467-022-32438-2

SUN, Y.; FARNSWORTH, A.; JOACHIMSKI, M.; WIGNALL, P.; KRYSTYN, L.; BOND, D.; RAVIDÀ, D.; VALDES, P. (2024). Mega El Niño instigated the end-Permian mass extinction. [En línea] En: Science, Volume 385, Issue 6714, 12 Sep, pp. 1189-1195. Disponible en:

https://doi.org/10.1126/science.ado2030

SUTTER, P. (2023). How the Ozone Layer Evolved and Why It's Important. [En línea] En: Discover, Environment, Jul 20. Disponible en:

https://www.discovermagazine.com/environment/how-the-ozone-layer-evolved-and-why-its-important

SVAMPA, M. (2020). ¿Hacia dónde van los movimientos por la justicia climática? [En línea] En: Nueva Sociedad, Nro 286, marzo-abril. Disponible en:

https://static.nuso.org/media/articles/downloads/6.TC_Svampa_286.pdf

SVENSEN, H.; TORSVIK, T.; CALLEGARO, S.; ET AL. (2017). Gondwana Large Igneous Provinces: plate reconstructions, volcanic basins and sill volumes. [En línea] En: Geological Society, London, Special Publications, Volume 463, 20 August, Pages 17 - 40. Disponible en:

https://doi.org/10.1144/SP463.7

SVERJENSKY; D.; LEE, N. (2010). The Great Oxidation Event and Mineral Diversification. [En línea] En: Elements, 6 (1): 31–36. Disponible en:

https://doi.org/10.2113/gselements.6.1.31

TABOR, C.; FENG, R.; OTTO-BLIESNER, B. (2019). Climate Responses to the Splitting of a Supercontinent: Implications for the Breakup of Pangea. [En línea] En: Geophysical Research Letters, Volume 46, Issue 11, 07 June, pp. 6059-6068. Disponible en:

https://doi.org/10.1029/2018GL081510

TAKLE, E. (2003). 2-1: Climate System and Climate Predictability. [En línea] En: Global Change Course, Iowa State University, January 16. Última actualización: 25 de junio de 2025. Disponible en:

https://www.meteor.iastate.edu/gccourse/model/basic/basic_lecture_new.html

TANG, Q.; PANG, K.; YUAN, X.; XIAO, S. (2020). A one-billion-year-old multicellular chlorophyte. [En línea] En: Nature Ecology & Evolution, Volume 4, pages 543–549. Disponible en:

https://doi.org/10.1038/s41559-020-1122-9

TANG, C. (2025). Vertebrates in Jurassic Period in Jurassic life. [En línea] En: Britannica, Jul 3, Article History. Disponible en:

https://www.britannica.com/science/Jurassic-Period/Vertebrates

TANNER, L.; LUCAS, S.; CHAPMAN, M. (2004). Assessing the record and causes of Late Triassic extinctions. [En línea] En: Earth-Science Reviews, Volume 65, Issues 1–2, March, Pages 103-139. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/S0012-8252(03)00082-5

TANNER, L.; KYTE, F.; PUFFER, J. (2020). Widespread elevated iridium in Upper Triassic–Lower Jurassic strata of the Newark Supergroup: implications for use as an extinction marker. [En línea] En: Scientific Reports, Volume 10, 11 November, Article Number: 19575. Disponible en:

https://doi.org/10.1038/s41598-020-76238-4

THE UNESCO COURIER (2018). A lexicon for the Anthropocene. [En línea] Article, 29 March. Last update: 23 October 2024. Disponible en:

https://courier.unesco.org/en/articles/lexicon-anthropocene

THOMAS, B.; JACKMAN, C.; MELOTT, A.; LAIRD, C.; STOLARSKI, R ; GEHRELS, N.; CANNIZZO, J.; HOGAN, D. (2005). Terrestrial Ozone Depletion due to a Milky Way Gamma-Ray Burst. [En línea] En: The Astrophysical Journal, 622 (2): L153 – L156. Disponible en:

https://doi.org/10.1086%2F429799

THOMPSON, H. (2015). Fossilised remains of world's oldest flower discovered in Spain. [En línea] En: The Guardián, 17 August. Disponible en:

https://www.theguardian.com/science/2015/aug/17/fossilised-remains-worlds-oldest-flower-discovered-cretaceous

THOMPSON, C. (2019). How 19th Century Scientists Predicted Global Warming. [En línea] En: JSTOR Daily, Science & Technology, 17 de diciembre. Disponible en:

https://daily.jstor.org/how-19th-century-scientists-predicted-global-warming/

TIAN, J.; YANG, M.; LYLE, M.; WILKENS, R.; SHACKFORD, J. (2013). Obliquity and long eccentricity pacing of the Middle Miocene climate transition. [En línea] En: Geochemistry, Geophysics, Geosystems, Volume 14, Issue 6, pp. 1740-1755. Disponible en:

https://doi.org/10.1002/ggge.20108

TOMITANI, A. (2006). Origin and early evolution of chloroplasts. [En línea] En: Paleontological Research, 10(4): 283-297. Disponible en:

https://doi.org/10.2517/prpsj.10.283

TORRES, C.; CLARKE, J.; GROENKE, J.; ET AL. (2025). Cretaceous Antarctic bird skull elucidates early avian ecological diversity. [En línea] En: Nature, Volume 638, pages 146–151. Disponible en:

https://doi.org/10.1038/s41586-024-08390-0

TORSVIK, T.; CARLOS, D.; MOSAR, J.; ROBIN, L.; COCKS, M.; MALME, T. (2002). Global reconstructions and North Atlantic paleogeography 440 Ma to recent. [En línea] BATLAS–Mid Norway plate reconstruction atlas with global and Atlantic perspectives. Geological Survey of Norway, Trondheim, 18-39. Disponible en:

https://earthdynamics.org/torsvik/torsvik-papers/2002/2002-Torsvik-etal-BATLAS.pdf

TORSVIK, T.; SMETHURST, M.; BURKE, K.; STEINBERGER, B. (2008). Long term stability in deep mantle structure: Evidence from the ~ 300 Ma Skagerrak-Centered Large Igneous Province (the SCLIP). [En línea] En: Earth and Planetary Science Letters, Volume 267, Issues 3–4, 30 March, Pages 444-452. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.12.004

TORSVIK, T. (2021). The origin and demise of the Late Paleozoic Ice Age. [En línea] Solid Earth Seminars, Ciências ULisboa, Faculty of Sciences of the University of Lisbon, Transmissão através de Videoconferência, May 26. Disponible en:

https://ciencias.ulisboa.pt/en/node/13532

TREIDEL, L.; DEEM, K.; SALCEDO, M.; ET AL. (2024). Insect Flight: State of the Field and Future Directions. [En línea] En: Integrative and Comparative Biology, Volume 64, Issue 2, August, Pages 533–555. Disponible en:

https://doi.org/10.1093/icb/icae106

TRISCHLER, H. (2017). El Antropoceno, ¿un concepto geológico o cultural, o ambos? [En línea] En: Desacatos, Número 54, Ciudad de México, mayo/agosto. Disponible en:

https://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1607-050X2017000200040

TROTTER, J.; WILLIAMS, I.; BARNES, C.; MÄNNIK, P.; SIMPSON, A. (2016). New conodont δ18O records of Silurian climate change: Implications for environmental and biological events. [En línea] En: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Volume 443, 1 February, Pages 34-48. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.11.011

TUCKER, M.; BENTON, M. (1982). Triassic environments, climates and reptile evolution. [En línea] En: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Volume 40, Issue 4, December, Pages 361-379. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/0031-0182(82)90034-7

TUSHINGHAM, R. (2023). Bronze and Iron: A Comparison. [En línea] En: Museum of Classical Antiquities, University of Ottawa, Canadá, October 6th. Disponible en:

https://omeka.uottawa.ca/museumclassicalantiquities/exhibits/show/extended-artefact-features/bronze-and-iron#:~:text=El%20bronce%2C%20una%20aleaci%C3%B3n%20de,Edad%20del%20Hierro%20y%20posteriormente

UNIÓN INTERNACIONAL PARA LA CONSERVACIÓN DE LA NATURALEZA (UICN) (2019). ¿Qué es la Lista Roja de la UICN? [En línea] February 8. Última actualización: 16 de septiembre de 2025. Disponible en:

https://www.iucnredlist.org/es

UNITED NATIONS ENVIRONMENT PROGRAMME (UNEP) (2017). El estado del litigio en materia de cambio climático - una revisión global. [En línea] Mayo. Disponible en:

https://wedocs.unep.org/bitstream/handle/20.500.11822/20767/The%20Status%20of%20Climate%20Change%20Litigation%20-%20A%20Global%20Review%20-%20UN%20Environment%20-%20May%202017%20-%20ES.pdf?sequence=7&isAllowed=y

UNITED NATIONS ENVIRONMENT PROGRAMME (UNEP) (2025). Informe sobre la Brecha de Emisiones 2025. [En línea] Informe, 04 November. Disponible en:

https://www.unep.org/es/resources/informe-sobre-la-brecha-de-emisiones-2025

UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY (USGS) (2008). Using the Diagram to Discuss How Plate Tectonics Works. [En línea] EEUU, November 5. Última actualización: 6 de julio de 2025. Disponible en:

https://volcanoes.usgs.gov/about/edu/dynamicplanet/nutshell.php

UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY (USGS) (2016). The Chesapeake Bay Bolide Impact: A New View of Coastal Plain Evolution. USGS Fact Sheet 049-98. [En línea] EEUU., U. S. Department of the Interior, Coastal and Marine Geology Program, November 29. Disponible en:

https://pubs.usgs.gov/fs/fs49-98/

UNIVERSIDAD DE ALICANTE (2015a). 4. El período Formativo o Preclásico. [En línea] En: Historia de América, Valencia, España, 8 de septiembre. Última actualización: 8 de abril de 2024. Disponible en:

https://blogs.ua.es/historiadeamerica/tema-1-antes-de-ser-america/el-periodo-formativo-o-preclasico/

UNIVERSIDAD DE ALICANTE (2015b). 6. El período Postclásico. [En línea] En: Historia de América, Valencia, España, 22 de diciembre. Última actualización: 8 de abril de 2024. Disponible en:

https://blogs.ua.es/historiadeamerica/tema-1-antes-de-ser-america/el-periodo-postclasico/

UNIVERSIDAD DE ALICANTE (2016a). 3. El período Arcaico. [En línea] En: Historia de América, Valencia, España, 21 de enero. Última actualización: 1 de junio de 2024. Disponible en:

https://blogs.ua.es/historiadeamerica/tema-1-antes-de-ser-america/el-periodo-arcaico/

UNIVERSIDAD DE ALICANTE (2016b). 5. El período Clásico. [En línea] En: Historia de América, Valencia, España, 21 de enero. Última actualización: 8 de abril de 2024. Disponible en:

https://blogs.ua.es/historiadeamerica/tema-1-antes-de-ser-america/el-periodo-clasico/

UNIVERSIDAD DE GRANADA (2013). Cladística. [En línea] España, 9 de junio. Última actualización: 8 de septiembre de 2025. Disponible en:

https://www.ugr.es/~mcasares/Conceptos/Sistematica/Cladistica.htm

UNIVERSITY AT ALBANY (2002). Formation of the Ozone Layer. [En línea] New York, 20 de septiembre. Última actualización: 6 de diciembre de 2024. Disponible en:

https://www.albany.edu/faculty/rgk/atm101/ozone.htm

UNIVERSITY OF ARIZONA (2015a). The Pleistocene - The Age of Ice. [En línea] ATMO, October 17. Última actualización: 16 de abril de 2025. Disponible en:

http://www.atmo.arizona.edu/students/courselinks/fall12/atmo336/lectures/sec5/pleistocene.html

UNIVERSITY OF ARIZONA (2015b). What Drives Glacial Cycles. [En línea] ATMO, October 17. Última actualización: 25 de febrero de 2020. Disponible en:

http://www.atmo.arizona.edu/students/courselinks/fall12/atmo336/lectures/sec5/iceage.html

UNIVERSITY OF ARIZONA (2024). The climate of the Holocene. [En línea] En: ATMO, June 27. Última actualización: 9 de octubre de 2024. Disponible en:

http://www.atmo.arizona.edu/students/courselinks/fall10/atmo336/lectures/sec5/holocene.html

UNIVERSITY OF CALIFORNIA MUSEUM OF PALEONTOLOGY (UCMP) (1997). Introduction to the Progymnosperms. [En línea] Berkeley, June 6. Última actualización: 2 de noviembre de 2025. Disponible en:

https://ucmp.berkeley.edu/seedplants/progymnosperms.html

UNIVERSITY OF CALIFORNIA MUSEUM OF PALEONTOLOGY (UCMP) (2021). Macroevolution through evograms. [En línea] Understanding Evolution, University of California, November 20. Última actualización: 15 de septiembre de 2025. Disponible en:

https://evolution.berkeley.edu/what-are-evograms/the-origin-of-tetrapods/

UNIVERSITY OF CINCINNATI (2023). Double Trouble: Ancient Volcanic Eruptions Unveil a Fiery Tale of Twin Mass Extinctions. [En línea] En: SciTechDaily, Earth, April 10. Disponible en:

https://scitechdaily.com/double-trouble-ancient-volcanic-eruptions-unveil-a-fiery-tale-of-twin-mass-extinctions/

UNIVERSITY OF HULL (2024). Permian-Triassic crisis: What happened 252 million years ago? [En línea] Hull, United Kingdom, News, 13 September. Disponible en:

https://www.hull.ac.uk/work-with-us/more/media-centre/news/2024/permian-triassic-crisis-what-happened-252-million-years-ago

URRUTIA SILVA, O. (2010). El régimen jurídico internacional del cambio climático después del "Acuerdo de Copenhague". [En línea] En: Revista de Derecho de la Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, Número 34, 1er Semestre, Valparaíso. Disponible en:

https://www.scielo.cl/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0718-68512010000100019

VALADEZ AZÚA, R. (2025). El paso del Pleistoceno al Holoceno en América y el origen de los primeros animales domésticos nativos. [En línea] En: Revista Chicomoztoc, 7 (13), 78. Disponible en:

https://doi.org/10.48705/46zg9754

VAN DEN BERG, E. (2018). El fósil de lagarto más antiguo de la Tierra. [En línea] En: National Geographic España, Ciencia, 4 de Junio. Disponible en:

https://www.nationalgeographic.com.es/ciencia/actualidad/fosil-lagarto-mas-antiguo-tierra_12785#google_vignette

VAN DEN ENDE, C.; WHITE, L.; VAN WELZEN, P. (2017). The existence and break-up of the Antarctic land bridge as indicated by both amphi-Pacific distributions and tectonics. [En línea] En: Gondwana Research, Volume 44, April, Pages 219-227. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.12.006

VAN DER VOO, R. (1994). True polar wander during the middle Paleozoic? [En línea] En: Earth and Planetary Science Letters, Volume 122, Issues 1–2, March, Pages 239-243. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)90063-9

VAN DER ZEE, M. (2013). How insects conquered land. [En línea] En: Universiteit Leiden, News, 30 August. Disponible en:

https://www.universiteitleiden.nl/en/news/2013/06/how-insects-conquered-land

VÁSQUEZ, K. (2021). How Charles Keeling Measured the Rise of Carbon Dioxide. [En línea] En: JSTOR Daily, Natural

Science, 20 de abril. Disponible en:

https://daily.jstor.org/how-charles-keeling-measured-rise-carbon-dioxide/

VÁZQUEZ CHIMALHUA, E. (2023). De la endosimbiosis a las primeras plantas terrestres. [En línea] En: Revista Saber Más, Coordinación de la Investigación Científica, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, 12 de junio. Última actualización: 12 de febrero de 2025. Disponible en:

https://www.sabermas.umich.mx/archivo/articulos/370-numero-43/686-de-la-endosimbiosis-a-las-primeras-plantas-terrestres.html

VEEVERS, J. (1986). Breakup of Australia and Antarctica estimated as mid-Cretaceous (95 ± 5 Ma) from magnetic and seismic data at the continental margin. [En línea] En: Earth and Planetary Science Letters, Volume 77, Issue 1, February, Pages 91-99. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/0012-821X(86)90135-4

VERA, C.; CAMILLONI, I. (2007). Ciencias Naturales. El ciclo del agua. [En línea] En: KORNBLIHTT, A. (COORD.). Explora las ciencias en el mundo contemporáneo. Buenos Aires: Ministerio de Educación Ciencia y Tecnología. Disponible en:

https://www.studocu.com/es/document/universidad-publica-de-navarra/biologia/el-ciclo-del-agua/5021284

VIAL, J.; AROSKAY, A. (COORD.) (2024). Sexto Informe de Evaluación. Resumen para Docentes. Basado en el Sexto Informe de Evaluación (AR6) del IPCC. [En línea] Office for Climate Education (OCE), mayo. Disponible en:

https://www.oce.global/wp-content/uploads/2025/06/OCE_Resumen-AR6-2.pdf

VILLALBA, C. (2022). Gestión Integral de Riesgo de Desastres. Manual #GIRD 1. [En línea] Ministerio de Seguridad de la Nación, Universidad Nacional de San Martín, octubre. Disponible en:

https://www.google.com/url?sa=t&source=web&rct=j&opi=89978449&url=https://www.argentina.gob.ar/sites/default/files/2022/10/gestion_integral_de_riesgos_de_desastres.pdf&ved=2ahUKEwisrKvFo7KEAxU7lZUCHfAvB8AQFnoECBwQAQ&usg=AOvVaw3ICwi7D8H7mqJJmdm_UQHJ

VIÑAS RUBIO, J. (2012). El clima de la Tierra a lo largo de la historia. [En línea] En: IX Seminario Historia y Clima: Clima, Naturaleza, Riesgo y Desastre. Contribuciones recientes y propuestas de estudio para la España de los siglos xvi al xix, Universidad de Alicante, 7-9 de mayo. Disponible en:

https://www.google.com/url?sa=t&source=web&rct=j&opi=89978449&url=https://www.divulgameteo.es/uploads/Clima-Tierra-historia-JMV.pdf&ved=2ahUKEwiv_aunsqaNAxXZqpUCHT-DNR8QFnoECEwQAQ&usg=AOvVaw3FrJoKkkZDE1mPre-BkdvH

VIÑAS, J. (2020). Superglaciaciones: episodios 'Tierra bola de nieve'. [En línea] En: Meteored, Ciencia, 21 de mayo. Disponible en:

https://www.meteored.com.ar/noticias/ciencia/superglaciaciones-tierra-bola-de-nieve-clima.html

VIÑAS, J. (2023). Las glaciaciones. Cuando los hielos conquistaron la Tierra. [En línea] En: Divulga Meteo, 5 de noviembre. Disponible en:

https://www.divulgameteo.es/Las-glaciaciones-Cuando-los-hielos-conquistaron-la-Tierra/

VIÑAS, J. (2025). Así fue el Período Cálido Romano, ¿cuáles son las diferencias con el calentamiento global actual? [En línea] En: Meteored España, Ciencia, 30 de marzo. Disponible en:

https://www.tiempo.com/noticias/ciencia/asi-fue-el-periodo-calido-romano-cuales-son-las-diferencias-con-el-calentamiento-global-actual.html

VITON, I. (2025). Mares jurásicos: crónica de la caída de un reinado. [En línea] En: Universidad Complutense de Madrid, OTRI, Cultura Científica, 28 de enero. Disponible en:

https://www.ucm.es/otri/noticias-mares-jurasicos-ammonites-ucm#:~:text=El%20Corredor%20Hisp%C3%A1nico&text=Durante%20el%20Jur%C3%A1sico%20Inferior%2C%20Pangea,m%C3%A1s%20recientes%20del%20Jur%C3%A1sico%20Inferior

VITT, L.; CALDWELL, J. (2014). Chapter 3 - Evolution of Ancient and Modern Amphibians and Reptiles. [En línea] En: Herpetology (Fourth Edition). An Introductory Biology of Amphibians and Reptiles, Pages 83-113. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/B978-0-12-386919-7.00003-4

VIVES, J. (2021). El impacto del cambio climático en la seguridad alimentaria. [En línea] En: La Vanguardia, ODS 2 Hambre Cero, 10 de junio. Disponible en:

https://www.lavanguardia.com/vida/junior-report/20210610/7518946/impacto-cambio-climatico-seguridadalimentaria.html

VON FRESE, R.; POTTS, L.; WELLS, S.; ET AL (2009). GRACE gravity evidence for an impact basin in Wilkes Land, Antarctica. [En línea] En: Geochemistry, Geophysics, Geosystems, Volume 10, Issue 2, 25 February. Disponible en:

https://doi.org/10.1029/2008GC002149

WALKER, M.; HEAD, M.; BERKELHAMMER, M.; ET AL. (2018). Formal ratification of the subdivision of the Holocene Series/Epoch (Quaternary System/Period): two new Global Boundary Stratotype Sections and Points (GSSPs) and three new stages/subseries. [En línea] En: Episodes, 41(4): 213-223. Disponible en:

https://doi.org/10.18814/epiiugs/2018/018016

WALKER-TRIVETT, C.; KENDER, S.; BOGUS, K.; ET AL. (2024). Oceanic Anoxic Event 2 triggered by Kerguelen volcanism. [En línea] En: Nature Communications, Volume 15, 15 June, Article Number: 5124. Disponible en:

https://doi.org/10.1038/s41467-024-49032-3

WANG, C.; MITCHELL, R. (2023). True polar wander in the Earth system. [En línea] En: Science China Earth Sciences, Volume 66, 22 May, pages 1165–1184. Disponible en:

https://doi.org/10.1007/s11430-022-1105-2

WANG, Y.; FENG, Y. (2024). Asia, East: Paleolithic Cultures. [En línea] En: Encyclopedia of Archaeology (Second Edition), Volume 4A, Pages 48-65. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/B978-0-323-90799-6.00247-0

WATERS, M.; STAFFORD JR., T.; CARLSON, D. (2020). The age of Clovis—13,050 to 12,750 cal yr B.P. [En línea] En: Science Advances, Volume 6, Issue 43, 21 October. Disponible en:

https://doi.org/10.1126/sciadv.aaz0455

WATSON, C. (2023). Scientists Discover Ancient Traces of The Oldest Glaciers Ever Found. [En línea] En: Science Alert, Nature, 12 July. Disponible en:

https://www.sciencealert.com/scientists-discover-ancient-traces-of-the-oldest-glaciers-ever-found

WATTS, C. (2023). Anapsids, Synapsids, and Diapsids. [En línea] En: EBSCO. Disponible en:

https://www.ebsco.com/research-starters/zoology/anapsids-synapsids-and-diapsids

WATTS, C. (2024). Archosauria. [En línea] En: EBSCO. Disponible en:

https://www.ebsco.com/research-starters/zoology/archosauria

WEDEL, M. (2007). Basal diapsids. [En línea] Museum Of Paleontology, University of California, May. Disponible en:

https://ucmp.berkeley.edu/taxa/verts/archosaurs/basal_diapsids.php

WEI, J.; LIU, H.; ZHAO, Y.; ET AL. (2023). Simulation of the climate and ocean circulations in the Middle Miocene Climate Optimum by a coupled model FGOALS-g3. [En línea] En: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Volume 617, 1 May, 111509. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2023.111509

WEI-HAAS, M. (2021). ¿Cómo las montañas del Himalaya crecen y se encogen mediante movimientos cíclicos? [En línea] En: National Geographic, Ciencia, 19 de agosto. Disponible en:

https://www.nationalgeographicla.com/ciencia/2021/08/como-las-montanas-del-himalaya-crecen-y-se-encogen-mediante-movimientos-ciclicos

WEITZMAN, S. (2026). Teleost. Fish. [En línea] En: Britannica, Science, Birds, Reptiles & Other Vertebrates, Jan. 6. Disponible en:

https://www.britannica.com/animal/teleost

WELLS, R.; BUKRY, D.; FRIEDMAN, R.; PYLE, D.; DUNCAN, R.; HAEUSSLER, P.; WOODEN, J. (2014). Geologic history of Siletzia, a large igneous province in the Oregon and Washington Coast Range: Correlation to the geomagnetic polarity time scale and implications for a long-lived Yellowstone hotspot. [En línea] En: Geosphere, 10 (4): 692–719. Disponible en:

https://doi.org/10.1130/GES01018.1

WEN, Y.; ZHANG, L.; HOLBOURN, A.; ET AL. (2023). CO2-forced Late Miocene cooling and ecosystem reorganizations in East Asia. [En línea] En: PNAS, 120 (5), January 23. Disponible en:

https://doi.org/10.1073/pnas.2214655120

WERRELL, C; FEMIA, F. (2018). Con el cambio climático, el riesgo de nuevos conflictos. [En línea] En: UNESCO, Artículo, 30 de marzo. Disponible en:

https://www.unesco.org/es/articles/con-el-cambio-climatico-el-riesgo-de-nuevos-conflictos-0

WESTERHOLD, T.; RÖHL, U.; DONNER, B.; ZACHOS, J. (2018). Global Extent of Early Eocene Hyperthermal Events: A New Pacific Benthic Foraminiferal Isotope Record From Shatsky Rise (ODP Site 1209). [En línea] En: Paleoceanography and Paleoclimatology, Volume 33, Issue 6, 22 May, pp. 626-642. Disponible en:

https://doi.org/10.1029/2017PA003306

WHITE, T.; ASFAW, B.; BEYENE, Y.; ET AL. (2009). Ardipithecus ramidus and the Paleobiology of Early Hominids. [En línea] En: Science, Volume 326, Issue 5949, pp. 64-86. Disponible en:

https://doi.org/10.1126/science.1175802

WHITNEY, H.; GLOVER, B. (2013). Coevolution: Plant–Insect. [En línea] En: Encyclopedia of Life Sciences, 15 February. Disponible en:

https://doi.org/10.1002/9780470015902.a0001762.pub2

WIGNALL, P.; ATKINSON, J. (2020). A two-phase end-Triassic mass extinction. [En línea] En: Earth-Science Reviews, Volume 208, September, 103282. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103282

WILLIAMS, M.; ZALASIEWICZ, J.; ELLIS, E.; ET AL. (2015). The Anthropocene biosphere. [En línea] En: The Anthropocene Review, Volume 2, Issue 3. Disponible en:

https://doi.org/10.1177/2053019615591020

WILLIAMS, F.; TRINKAU, E.; HOWARD TUTTLE, R. (2025). Neanderthal. [En línea] En: Encyclopaedia Britannica, August 31, Article History. Disponible en:

https://www.britannica.com/topic/Neanderthal

WILSON MANTILLA, G.; CHESTER, S.; CLEMENS, W.; ET AL. (2021). Earliest Palaeocene purgatoriids and the initial radiation of stem primates. [En línea] En: R Soc Open Sci. 8 (2): 210050. Disponible en:

https://doi.org/10.1098/rsos.210050

WINSHIP TAYLOR, D.; LI, H. (2018) Paleobotany: Did flowering plants exist in the Jurassic period? [En línea] En: eLife, 7: e43421. Disponible en:

https://doi.org/10.7554/eLife.43421

WOLFF, G.; THOEN, H.; MARSHALL, J.; SAYRE, M.; STRAUSFELD, N. (2017). An insect-like mushroom body in a crustacean brain. [En línea] En: eLife 6: e29889. Disponible en:

https://doi.org/10.7554/eLife.29889

WOOD, B.; COLLAR, M. (2001). The meaning of Homo. [En línea] En: Ludus Vitalis, 9 (15): 63-74. Archivado desde el original el 20 de octubre de 2012. Disponible en:

https://web.archive.org/web/20121020062446/http://www.gwu.edu/~hogwash/BW_PDFs/RP131.pdf

WOOD, B. (2010). Reconstructing human evolution: Achievements, challenges, and opportunities. [En línea] En: PNAS, 107 (Supplement 2), May 5, 8902-8909. Disponible en:

https://doi.org/10.1073/pnas.1001649107

WOOD, R. (2014). Early humans lived with Neanderthal neighbours. [En línea] En: The Conversation, August 20. Disponible en:

https://theconversation.com/early-humans-lived-with-neanderthal-neighbours-30668

WOODBURNE, M. (2010). The Great American Biotic Interchange: Dispersals, Tectonics, Climate, Sea Level and Holding Pens. [En línea] En: J Mamm Evol., Jul 14, 17(4): 245–264. Disponible en:

https://doi.org/10.1007/s10914-010-9144-8

WORLD WILDLIFE FUND FOR NATURE (WWF) (2023). Informe incendios forestales 2020: El planeta en llamas. [En línea] 28 de enero. Disponible en:

https://www.wwf.es/?54921/Informe-incendios-forestales-2020-El-planeta-en-llamas

WORLD WILDLIFE FUND FOR NATURE (WWF) (2024). Informe Planeta Vivo 2024. Un sistema en peligro. [En línea] Gland, Suiza. Disponible en:

https://www.wwf.es/nuestro_trabajo/informe_planeta_vivo_ipv/informe_planeta_vivo_2024_perdidad_biodiversidad/

WUN, Q.; ZHANG, H.; RAMEZANI, J.; ET AL (2024). The terrestrial end-Permian mass extinction in the paleotropics postdates the marine extinction. [En línea] En: Science Adv., Feb 2, 10(5): eadi7284. Disponible en:

https://doi.org/10.1126/sciadv.adi7284

XIAO, S.; LAFLAMME, M. (2009). On the eve of animal radiation: phylogeny, ecology and evolution of the Ediacara biota. [En línea] En: Trends in Ecology & Evolution, Volume 24, Issue 1, January, Pages 31-40. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.tree.2008.07.015

YAN, H.; PI, D.; JIANG, S.; HAO, W.; MÄND, K.; ROBBINS, L.; LI, L.; KONHAUSER, K. (2020). New constraints on the onset age of the Emeishan LIP volcanism and implications for the Guadalupian mass extinction. [En línea] En: Lithos, Volumes 360–361, May, 105441. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105441

YANG, Y.; YANG, Z.; FERGUSON, D. (2024). The Systematics and Evolution of Gymnosperms with an Emphasis on a Few Problematic Taxa. [En línea] En: Plants (Basel), Aug 8, 13(16): 2196. Disponible en:

https://doi.org/10.3390/plants13162196

YAVUZ, V.; AKÇAR, N.; SCHLÜCHTER, C. (2007). The frozen Bosphorus and its paleoclimatic implications based on a summary of the historical data. [En línea] En: YANKO-HOMBACH, V.; GILBERT, A.; PANIN, N.; DOLUKHANOV, P. (EDS). The Black Sea Flood Question: Changes in Coastline, Climate, and Human Settlement. Springer, Dordrecht. Disponible en:

https://doi.org/10.1007/978-1-4020-5302-3_26

YONG, R.; SUN, S.; CHEN, A.; OGG, J.; HOU, M.; YANG, S.; XU, S.; LI, Q. (2024). Weathering, redox proxies and carbon isotope data from the Maokou Formation, Upper Yangtze, South China: Implications for the Guadalupian P3 glaciation of the Late Paleozoic Ice Age. [En línea] En: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Volume 650, 15 September, 112350. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2024.112350

YU, H.; QIU, K.; LI, M.: SANTOSH, M.; ZHAO, Z.; HUANG, Y. (2020). Record of the Late Paleozoic Ice Age From Tarim, China. [En línea] En: Geochemistry, Geophysics, Geosystems, Volume 21, Issue 11, 05 October. Disponible en:

https://doi.org/10.1029/2020GC009237

ZENG, Y.; XU, J.; CHEN, J.; ET AL. (2019). Breakup of Eastern Gondwana as inferred from the Lower Cretaceous Charong Dolerites in the central Tethyan Himalaya, southern Tibet. [En

línea] En: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Volume 515, 1 February, Pages 70-82. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2017.10.010

ZHANG, J.; DENG, C.; LIU, W.; TANG, Z.; WANG, Y.; YE, T.; LIANG, W.; LIU, L. (2021a). Mercury Anomalies Link to Extensive Volcanism Across the Late Devonian Frasnian–Famennian Boundary in South China. [En línea] En: Frontier Earth Sciences, Volume 9, 05 July. Disponible en:

https://doi.org/10.3389/feart.2021.691827

ZHANG, X.; JOACHIMSKI, M.; GONG, Y. (2021b). Late Devonian greenhouse-icehouse climate transition: New evidence from conodont δ18O thermometry in the eastern Palaeotethys (Lali section, South China). [En línea] En: Chemical Geology, Volume 581, 20 October, 120383. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2021.120383

ZHANG, S.; JI, W.; CHEN, H. (2022). Advances of driving mechanisms of the Early Eocene Climatic Optimum (EECO): Constraints from the Linzizong volcanic rocks in southern Tibet. [En línea] En: Acta Petrológica Sinica, January, 38(5):1313-1327

https://doi.org/10.18654/1000-0569/2022.05.03

ZHANG, S.; JI, W.; CHEN, H.; KIRSTEIN, L.; WU, F. (2023a). Linking rapid eruption of the Linzizong volcanic rocks and Early Eocene Climatic Optimum (EECO): Constraints from the Pana Formation in the Linzhou and Pangduo basins, southern Tibet. [En línea] En: Lithos, Volumes 446–447, June, 107159. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.lithos.2023.107159

ZHANG, Y.; MILLS, B.; HE, T.; HU, X.; ZHU, M. (2023b). Modeling hyperthermal events in the Mesozoic-Paleogene periods: a review. [En línea] En: Front. Ecol. Evol., Volume 11, 25 September. Disponible en:

https://doi.org/10.3389/fevo.2023.1226349

ZHANG, K.; SUN, Y.; ZHANG, Z.; ET AL. (2024). Revisiting the physical processes controlling the tropical atmospheric circulation changes during the Mid-Piacenzian Warm Period. [En línea] En: Quaternary International, Volume 682, 10 February, Pages 46-59. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.quaint.2024.01.001

ZHANG, R.; GUO, J.; BRADSHAW, C.; ET AL. (2025). Vegetation feedbacks accelerated the late Miocene climate transition. [En línea] En: Science Advances, Volume 11, Issue 18, 2 May. Disponible en:

https://doi.org/10.1126/sciadv.ads4268

ZHAO, G.; WANG, Y.; HUANG, B.; DONG, Y.; LI, S.; ZHANG, G.; YU, S. (2018). Geological reconstructions of the East Asian blocks: From the breakup of Rodinia to the assembly of Pangea. [En línea] En: Earth-Science Reviews, Volume 186, November, Pages 262-286. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.10.003

ZHIFENG, G.; THOMAS, B. (1989). A review of fossil cycad megasporophylls, with new evidence of Crossozamia Pomel and its associated leaves from the Lower Permian of Taiyuan, China. [En línea] En: Review of Palaeobotany and Palynology, Volume 60: pp. 205-223. Disponible en:

https://doi.org/10.1016/0034-6667(89)90044-4

ZHOU, S.; MO, X.; DONG, G.; ZHAO, Z.; QIU, R.; GUO, T.; WANG, L. (2004). 40Ar-39Ar geochronology of Cenozoic Linzizong volcanic rocks from Linzhou Basin, Tibet, China, and their geological implications. [En línea] En: Chinese Science Bulletin, Volume 49, September, Pages 1970–1979. Disponible en:

https://doi.org/10.1007/BF03184291

ZIELINSKI, S. (2015). Climate Change Is Altering the Global Heat Engine. [En línea] En: Smithsonian Magazine, Special Report, January 29. Disponible en:

https://www.smithsonianmag.com/science-nature/climate-change-altering-global-heat-engine-180954079/

ZOLNERKEVIC, I. (2017). La era de oro de los cinodontes. [En línea] En: Revista Pesquisa FAPESP, Paleontología, Edición internacional, julio. Disponible en:

https://revistapesquisa.fapesp.br/es/la-era-de-oro-de-los-cinodontes-2/

ZOTELO, C. (2018). Mil años de cambio climático: la historia detrás de la historia. Buenos Aires: CONICET / CERZOS.

ZSCHIMMER & SCHWARZ (2021). ¿Qué es el carbono y por qué se le considera el rey de la tabla periódica? [En línea] Wikímica, 13 de octubre. Disponible en:

https://www.zschimmer-schwarz.es/noticias/que-es-el-carbono-y-por-que-se-le-considera-el-rey-de-la-tabla-periodica/

4. Sobre el autor

Ramón Benítez (Bs As, 1977) es Licenciado en Educación, egresado de la Universidad Nacional de Lanús (UNLa), y entre sus principales intereses se destacan el estudio de las cuestiones relacionadas con el género, la diversidad y la educación, la problemática en torno a la neurodiversidad y el trastorno del espectro autista (TEA), y la temática del Cambio Climático y sus efectos en el medioambiente y la sociedad. Ha obtenido la Beca de Investigación Amilcar Herrera 2015 (UNLa); ha ganado el tercer puesto del "Concurso de Ensayos 2016: Repensar(nos) en el Género y la Diversidad. Hacia la construcción de sociedades inclusivas e igualitarias" (UNLa); y su producción incluye la publicación independiente de dos libros y distintos artículos académicos vinculados con las problemáticas mencionadas.

Libros

BENÍTEZ, R. (2023). Autismo y comportamiento criminal violento. Los hechos detrás de la insidiosa relación entre trastorno del espectro autista (TEA) y asesinato en serie, asesinato en masa y terrorismo. Buenos Aires: ArLibros.

https://archive.org/details/benitez-autismo-y-comportamiento-criminal-violento

BENÍTEZ, R. (2024). La acción climática mundial. Un panorama actual del estado de la lucha contra el Cambio Climático en el mundo. Buenos Aires: Investigación Independiente.

https://archive.org/details/benitez-la-accion-climatica-mundial-2024-libro-completo_202404

Artículos académicos

BENITEZ, R. (2014). Acerca de la violencia de género, los derechos humanos y el Estado. Artículo presentado en el *Concurso de ensayos Contra la Violencia de Género*, Bs As, UNLa.

https://drive.google.com/file/d/0B1XIs3ucXmrQRjdRMnBTckhlOWM/view?usp=drivesdk&resourcekey=0-VlhIFWcZFD0qGCFDMiskHQ

BENITEZ, R. (2015). Masculinidades en la escuela secundaria: las representaciones de los/as docentes a una década de la sanción de la Ley Nº 26150 de Educación Sexual Integral. En: *V Jornadas Nacionales, III Jornadas*

Latinoamericanas De Investigadores/as En Formación En Educación, Bs As, Instituto De Investigaciones En Ciencias De La Educación (IICE).

https://drive.google.com/file/d/0B1XIs3ucXmrQWGZNS3A5ZUIyMEE/view?usp=drivesdk&resourcekey=0-1TPXQKrttg3I_d-2l8Lojw

BENÍTEZ, R. (2016). Representaciones Sociales de Género y Microprácticas Sociales Generizadas: análisis, reflexión y cursos de acción. En: *Concurso de Ensayos 2016: Repensar(nos) en el Género y la Diversidad. Hacia la construcción de sociedades inclusivas e igualitarias*, Bs As, UNLa.

https://drive.google.com/file/d/0B1XIs3ucXmrQY1BPTzdQWEJ0WW8/view?usp=drivesdk&resourcekey=0-EheDX2Kl3vBiFbEXo0HpKw

BENÍTEZ, R. (2022). Síndrome de Asperger: un panorama actual. [Artículo de Divulgación Científica Inédito]. Buenos Aires, julio.

https://archive.org/details/benitez-sindrome-de-asperger-un-panorama-actual-2022

BENÍTEZ, R. (2024). El Cambio Climático: una aproximación. [Artículo de Divulgación Científica Inédito]. Buenos Aires, febrero.

https://archive.org/details/benitez-el-cambio-climatico-una-aproximacion-2024

Contacto:

drramonbenitez@gmail.com

ORCID iD: 0009-0001-1676-0368